

Masteroppgave i geofag

Mantel- og skorpekomponenter i Drammensgranitten

En LAM-ICPMS Lu-Hf isotopstudie av zirkon

Lars Erik Haug



UNIVERSITETET I OSLO

DET MATEMATISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

Mantel- og skorpekomponenter i Drammensgranitten

En LAM-ICPMS Lu-Hf isotopstudie av zirkon

Lars Erik Haug



Masteroppgave i geofag

Studieretning: Tektonikk, Petrografi og Geokjemi (TPG)

Institutt for geofag

Matematisk-naturvitenskaplig fakultet

UNIVERSITETET I OSLO

01.06.2007

© **Lars Erik Haug, 2007**

Veiledere: Tom Andersen (UiO), Reidar Trønnes (Geologisk museum, Tøyen)

Dette eksamensarbeidet er publisert elektronisk i DUO – Digitale Utgivelser ved UiO

<http://www.duo.uio.no>

Det er også katalogisert i BIBSYS (<http://www.bibsys.no/>)

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced or transmitted, in any form or by any means, without permission.

Forsiden: Bildet tatt fra Solbergvarden, av Per Ivar Søbstad funnet på www.eikerbygda.no. Bildet viser Drammen, byen Drammensgranitten har fått navnet fra og fjorden med Drammensgranitt på begge sider.

Forord

Denne studien ble utført ved Institutt for geofag, Universitetet i Oslo med Tom Andersen og Reidar Trønnes som henholdsvis veileder og medveileder. Jeg vil takke dem for god veiledning og konstruktive kommentarer igjennom hele oppgaven.

Jeg vil også takke Gunnborg Bye-Fjeld for god hjelp med knusing og separering, Berit Løken Berg for flott veiledning i bruken av SEM, Siri L. Simonsen som ga meg innsikt i hvordan ICPMS blir benyttet, og Tulio Benites som laget tynnslip av bergartene og polerslip av zirkonfraksjonene.

Takker også familien min som har støtte meg og ordnet med utstyr og kjøretøy. Gir også en takk til medstudent Lars Eivind Augland for mange inspirerende diskusjoner.

Innhold

1.	INNLEDNING	8
2.	GEOLOGISK SETTING.....	9
2.1	GEOLOGI	10
2.2	INTRUSJONSHISTORIE	13
2.3	DYP STRUKTUR	17
2.4	PETROGRAFISK BESKRIVELSE	22
3.	PRØVER	26
3.1	PRØVEPREPARERING	26
3.1.1	<i>Mineralseparasjon</i>	<i>26</i>
3.1.2	<i>Tungvæskeseparasjon</i>	<i>26</i>
3.1.3	<i>Håndplukking</i>	<i>27</i>
3.2	SEM (SCANNING ELEKTRONMIKROSKOPI)	27
3.3	LA-MC-ICPMS (LASER ABLATION, MULTICollector, INDUCTIVELY COUPLED PLASMA MASS SPECTROMETRY)	28
3.3.1	<i>Lu-Hf</i>	<i>28</i>
3.3.2	<i>U-Pb</i>	<i>29</i>
3.4	ZIRKON	30
3.4.1	<i>Lu-Hf isotoper</i>	<i>31</i>
3.4.2	<i>U-Pb isotoper</i>	<i>32</i>
4.	RESULTATER	33
4.1	SONERING, KJERNER OG INDRE STRUKTUR	33
4.2	LU-HF	36
4.3	U-PB	42
5.	DISKUSJON	47
5.1	ANALYSE AV DATA	47
5.2	KILDENE	49
5.3	LU-HF UTVIKLING MED TID	51
5.4	RB-SR	55
5.5	UTVIKLINGSHISTORIE	62

5.5.1	<i>TCT (Telemark Craton Tongue)</i>	64
5.5.2	<i>TMC (Telemark Middel Crust)</i>	65
6.	KONKLUSJON	66
7.	REFERANSER	67
8.	VEDLEGG	71
8.1	VEDLEGG 1 -TYNNSLIP	71
8.2	VEDLEGG 2 -LU-HF DATA	90
8.3	VEDLEGG 3 -U-PB DATA	104

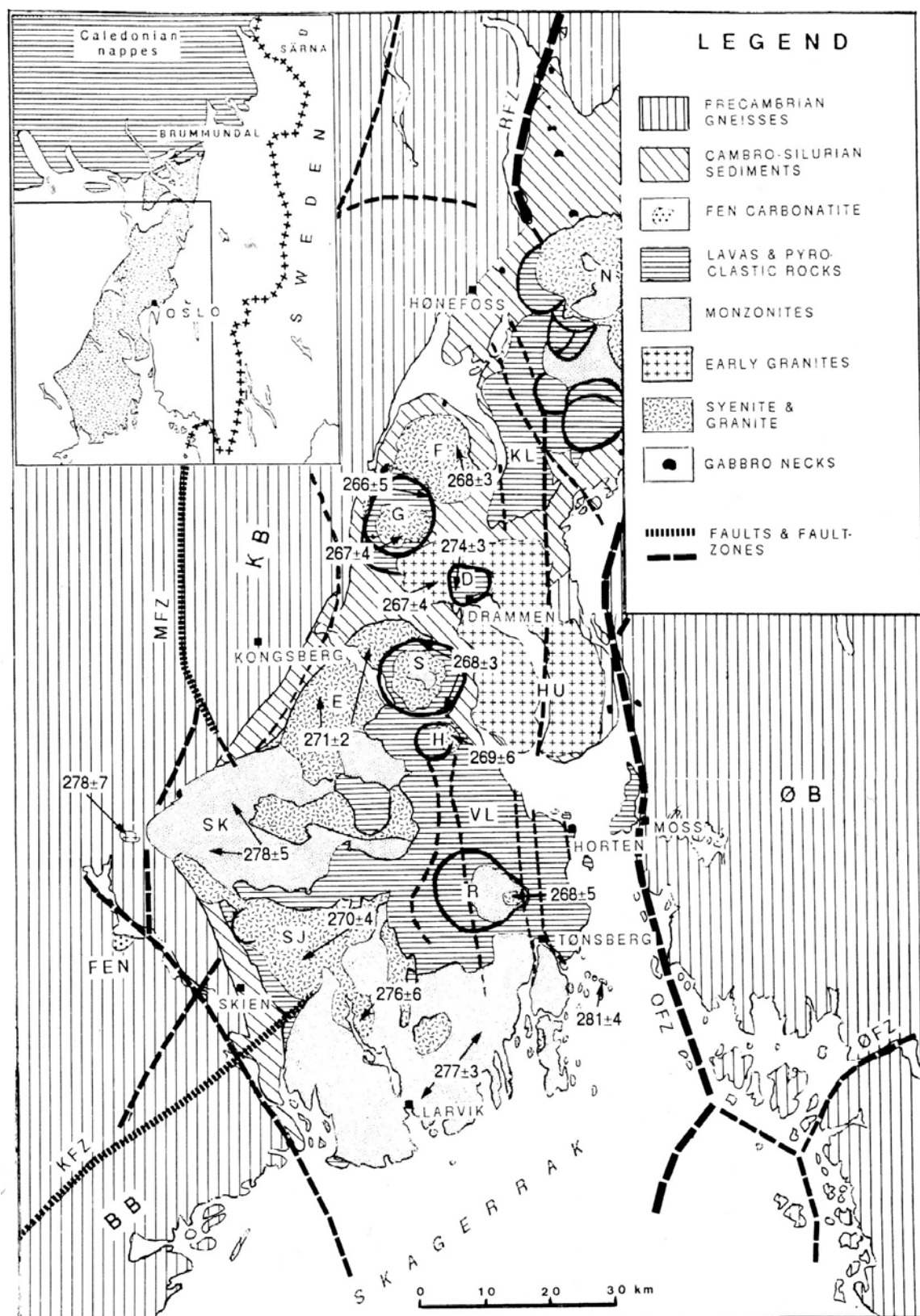
1. Innledning

Drammen-batolitten er på mange måter et avvikende intrusjonskompleks i Oslofeltet. Dette intrusiv-komplekset omfatter relativt gamle bergarter, som er mindre alkaline enn andre intrusive bergarter i området. Drammensgranitten omfatter således også peraluminøse intrusjoner som har overskudd av Al_2O_3 i forhold til $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. Sr, Nd og Pb isotopdata antyder at prekambriske bergarter i dypskorpen kan ha bidratt til magmaet.

Zirkoner som vokser i et magma bevarer informasjon om Hf isotopsammensetningen av magmaet ved det stadium av krystallisasjonsprosessen hvor hver enkelt zirkonkrystall vokste. Zirkoner som er plukket opp fra eldre bergarter og har unngått oppsmelting i det nye magmaet kan bevare sin opprinnelige isotopsammensetning. På grunn av dette kan man se forskjell på opprinnelige og nedarvede zirkoner i en bergart ved å studere variasjonene i isotopsammensetningen av Hf. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ - og $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ -forholdene i zirkon kan bestemmes ved in-situ analyse ved multikollektor induktivt koblet plasmakilde massespektrometri (ICPMS).

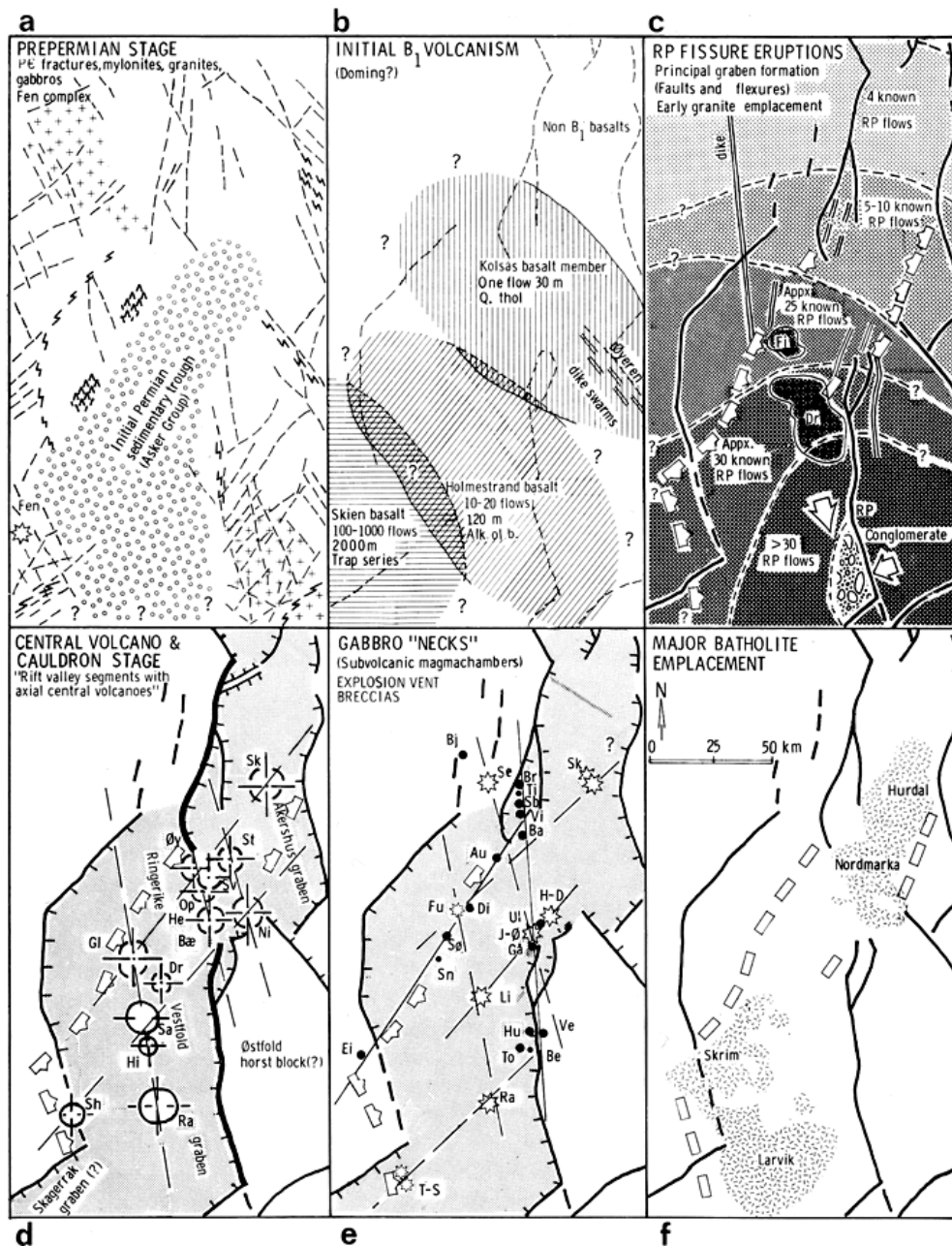
Hensikten med denne oppgaven er å undersøke dette problemet nærmere ved bruk av Lu-Hf isotopsystematikk i zirkoner. Variasjonen i $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -forholdet i de prekambriske bergartene i Sør-Norge er godt kjent, slik at prekambriske kilder kan identifiseres nokså enkelt.

2. Geologisk setting



Kart 1. Oversiktskart over Osloriften, fra Sundvoll og Larsen (1990).

2.1 Geologi



Figur 1. Vulkansk og tektonisk utvikling av Osloriften, fra Ramberg og Larsen (1978)

a) Pre-rift stadium, hvor det er deformasjon intrusive hendelser. b) B₁ basalt-vulkanisme starter i Skienområdet. c) Rhombeporfyr-utbrudd, og intrusjon av Dr og Fi. d) Sentralvulkaner og kalderaer e) Gabbroplugger og eksplosjonsbreksjer. f) Batholittfasen.

Biotittgranitter: Fi-Finnemarka, Dr-Drammen

Kalderaer: Sk-Skruggelia. St-stryken, Ni-Nittedal, Øy-Øyangen, Sv-Svarten, He-Heggelia, Op-Oppkurven, Bæ-Bærum, Gl-Glitrevann, Dr-Drammen, Sa-Sande, Hi-Hillestad, Ra-Ramnes, Sh-Skrehelle

Gabbroisk hals (svarte prikker): Br-Brandbukampen, Ti-Tingelstad, Sb-Sølsberget, Vi-Viksbergene, Ba-Ballangrudhøgda, Ul-Ullernåsen, Gå-Gåsøya, Au-Aurenhøgda, Di-Dignes, Søn-Sønstebyflakene, Sn-Snaukollen, Ei-Eiangen, Hu-Husebykollen, Ve-Vestby, To-Tofteholmen (og Ramvikholmen) Be-Bevøy, Bj-Bjonvika

Eksplorative breksjer (åpne stjerner): Sk-Skruggelia, Se-Sevaldrud, H-D-Holmen-Dagali, J-Ø-Jar-Øraker, Fu-Furetang, Li-Lindum, Ra-Ramnes, T-S-Tveitan-Stokkevannet.

Osloriften ble dannet for ca. 300 Ma siden, dvs. i slutten av Karbon. Den tektoniske og magmatiske aktiviteten fortsatte gjennom mesteparten av Perm. Riftdannelsen skjedde ved at jordskorpen i den sørvestre delen av det Baltiske Skjold ble utsatt for strekninger i øst-vest retning. Dette førte til at det ble dannet et stort nedforkastet område, i form av en rekke grabenstrukturer (Larsen et al. 2006). Riften strekker seg fra Skagerak-grabenen i sør til Rendals-grabenen i nord, en strekning på ca. 500 km. Denne riftingen skjedde i flere utviklingstrinn (Ramberg og Larsen 1978; Larsen et al. 2006).

Neumann et al. (2004) mener at den tektonisk-magmatiske historien i Osloriften kan bli delt opp i 5 forskjellige hoveddeler:

1. Forstadium til riftingen: før 300 Ma var et forstadium til rifting i sør-østre Norge, og at i perioden 319-304 Ma foregikk innledende rifting med basaltisk vulkanisme i området. Denne vulkanismen la seg over Askergruppen som består av sedimentære bergarter.
2. Riftfase 1: Initiell rifting med intrudering i Askergruppen av lagganger og vertikale ganger i en periode fra 304-291 Ma. Det var også vidspredt basaltisk vulkanisme (B_1), og vertikal bevegelse langs NNW-SSØ- til N-S- strykende forkastninger.
3. Riftfase 2: Hovedriftingsperioden foregikk fra 294-276 Ma, da ble Osloriften videre utviklet med trachyandesittisk rhombeporfyr (RP) og mindre volumer av basalt (B_2, B_3 , osv).
4. Riftfase 3: Bestående av sentrale vulkaner og grabenfyll, hadde en utvikling på 276-243 Ma. Mange av de sentrale vulkanene gjennomgikk senere et calderakolaps.
5. Riftfase 4: Intruderingen av sammensatte batolitter (larvikitter, syenitter og granitter) skjedde fra 273-241 Ma. Disse batolittene gjør opp for ca. 50% av de magmatiske bergartene som er eksponert på overflaten.

Drammensgranitten ble dannet for ca. 280 Ma (Sundvoll 1978b) siden fra et magma med opprinnelse i øvre mantel og/eller dyp jordskorpe (Trønnes og Brandon 1992). Magmaet trengte opp i den øvre jordskorpe i det sentrale området av Osloriften. Smelten hadde en mindre tetthet enn de omliggende bergartene. Dette førte til at smelten presset seg vei mot overflaten. Smelten vil etter hvert flyte opp og trenge igjennom overliggende bergarter til

den kommer opp til dyp der de omliggende bergartene, har den samme tettheten som smelten.

Ut fra estimer av dannelsesstemperatur for kontaktmetamorfe mineralselskaper i de sedimentære bergartene i Asker området kunne Grorud (1991) vise at temperaturen, 0 meter fra intrusjonen var ca. 470 °C, to kilometer fra intrusjonen var temperaturen ca. 340 °C ved et trykk på 1000 bar. Hvis det overlagde materialet er mindre og gir et trykk på 500 bar er de respektive temperaturene ca. 460-270 °C. Dette antyder at smelten stoppet i mesosonen, som er den midlere størkningssonen for intrusive bergarter, som gir et krystallisasjonsdyp på 5-15 kilometer. Drammensgranitten ble intrudert samtidig som forkastningsaktiviteten pågikk i Oslofeltet. Sundvoll (1978b) konkluderte med at Drammensgranitten er en av de tidligste intrusivene i Osloriften. Nyere U-Pb-dateringer av dyperuptiver fra Larvik-, Siljan- og Skrim-områdene viser imidlertid minst like høye krystallisasjonsaldere på henholdsvis 298-292, 279-277 og 281-280 Ma i disse tre kompleksene i den sørlige delen av Oslofeltet (Dahlgren 1991 i Pedersen et al. 1995; Pedersen et al. 1995). Sundvoll (1978a) har ut fra Rb-Sr data kommet frem til at Osloriften viser en trend i utviklingen ved tid, fra sørvest til nordøst.

Sørøst og østover grenser Drammensgranitten mot prekambriske gneiser. Mot nord, nordøst, vest og sørover grenser den mot kambro-silurske sedimenter. Da granitten intruderte oppsto et hydrotermalt sirkulasjonssystem omkring intrusjonen, hvor hydrotermale fluider reagerte med de sedimentære bergartene, med dannelse av kontakt-metasomatiske sulfid- og oksidforekomster, ledsaget av kalksilikatmineraler. Mange av disse forekomstene ble tidligere ble drevet på bly, kobber og sink. I nordvest grenser plutonen mot permiske ekstrusive bergarter

2.2 Intrusjonshistorie

A



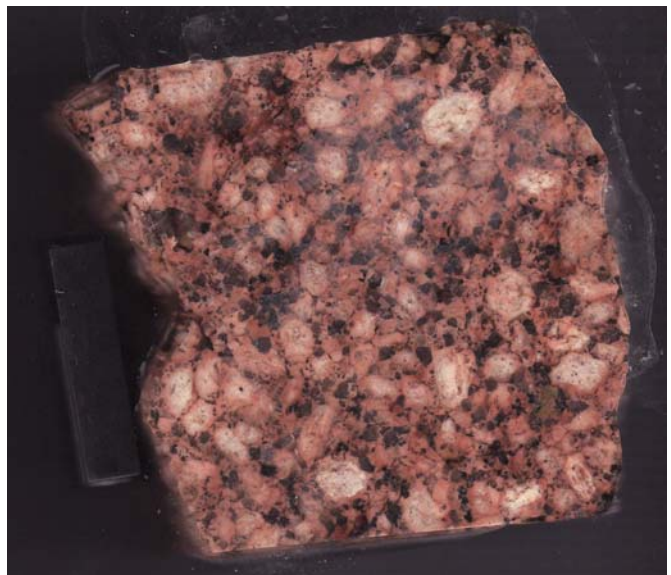
B



C



D



E

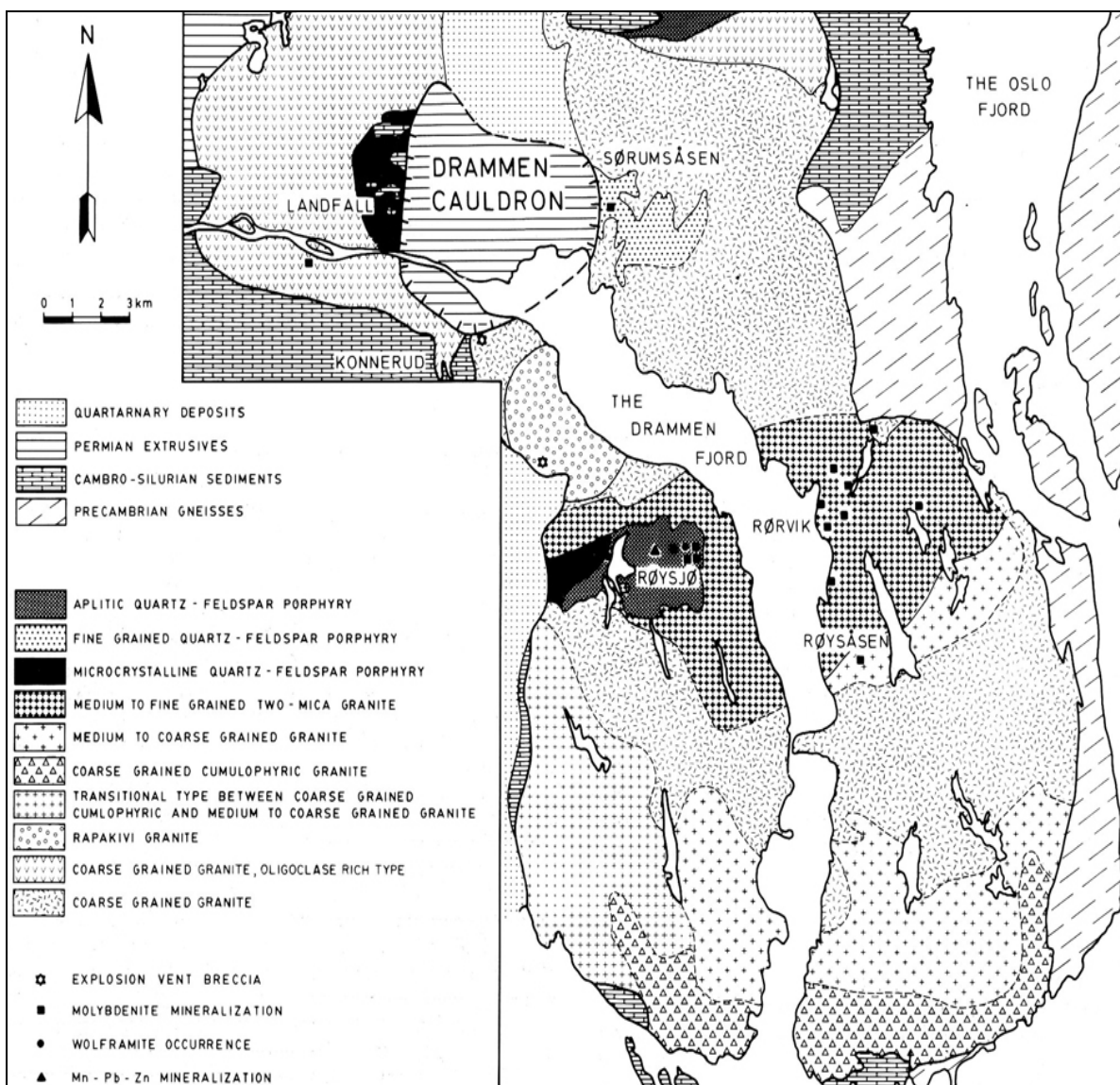


Bilde 1. Håndstykker av de intrusjonsfasene som er undersøkt i denne oppgaven. A. LEH 06-01 - Rapakivitype, B. LEH 06-02 - Grovtype, C. LEH 06-03 – middels- til finkornigtype, D. LEH 06-05 – middels- til grovkornettype, E. LEH 06-13 - Kumuluporfyrisktype. Målestokken er 3,5 cm lang.

Drammensgranitten er betegnelsen på et batolitt-kompleks med overflateareal på 650 km².

Drammen by og Drammenskalderaen ligger innenfor den nordlige delen av dette komplekset som består av ca. 10 ulike granitt-typer med karakteristiske teksturelle trekk. De fleste granitt-typene har en karakteristisk rødfarge som skyldes finfordelt hematitt-støv i feltspatkrystallene. De ulike granitt-typene som også har karakteristiske, men overlappende, mineralinnhold og kjemisk sammensetning, representerer trolig en rekke forskjellige intrusjoner (heretter omtalt som intrusjonsfaser). Noen steder er granitten blitt utsatt for hydrotermal omvandling ved at det har foregått utlutning av feltspat. Dette kan man se ved at den røde fargen i alkalifeltspaten har blitt bleket, noen steder er den helt hvit. Dette skjer fordi pertittisk alkalifeltspat blir omvandlet til albitt ved at K⁺ ioner blir lutet ut, og man har en tilførsel av Na⁺ioner.

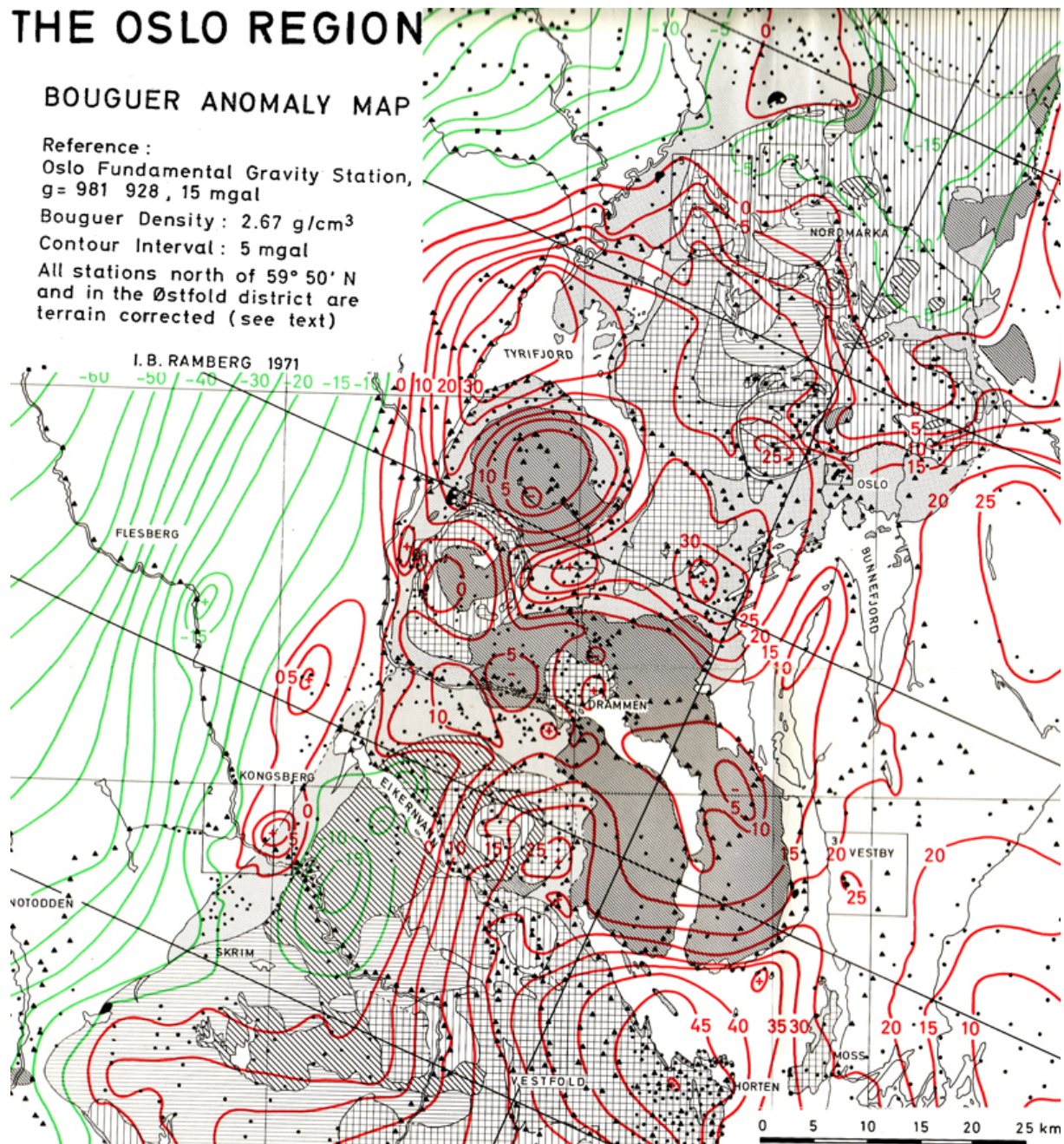
De enkelte intrusjonsfasene kan finnes igjen på begge sider av Drammensfjorden. Grensene mellom dem er som regel utydelige, ved at de ulike fasene ”flyter inn i hverandre” og gjør det vanskelig å definere entydige grenser mellom dem. Dette kan observeres som en variasjon mellom gradvise overganger på meterskala og skarpe kontakter langs en og samme grense (Trønnes og Brandon 1992). Grunnen til dette er at de eldre intrusivfasene trolig ikke var helt krystallisert ved intrusjonen av nye magmapulser, noe som førte til blanding av forskjellige granittiske magma, med utviling av lokale heterogeniteter og uklare grenser (Trønnes og Brandon 1992).



Kart 2. Oversikt over intrusjonsfasene i Drammensgranitten, fra Trønnes og Brandon (1992).

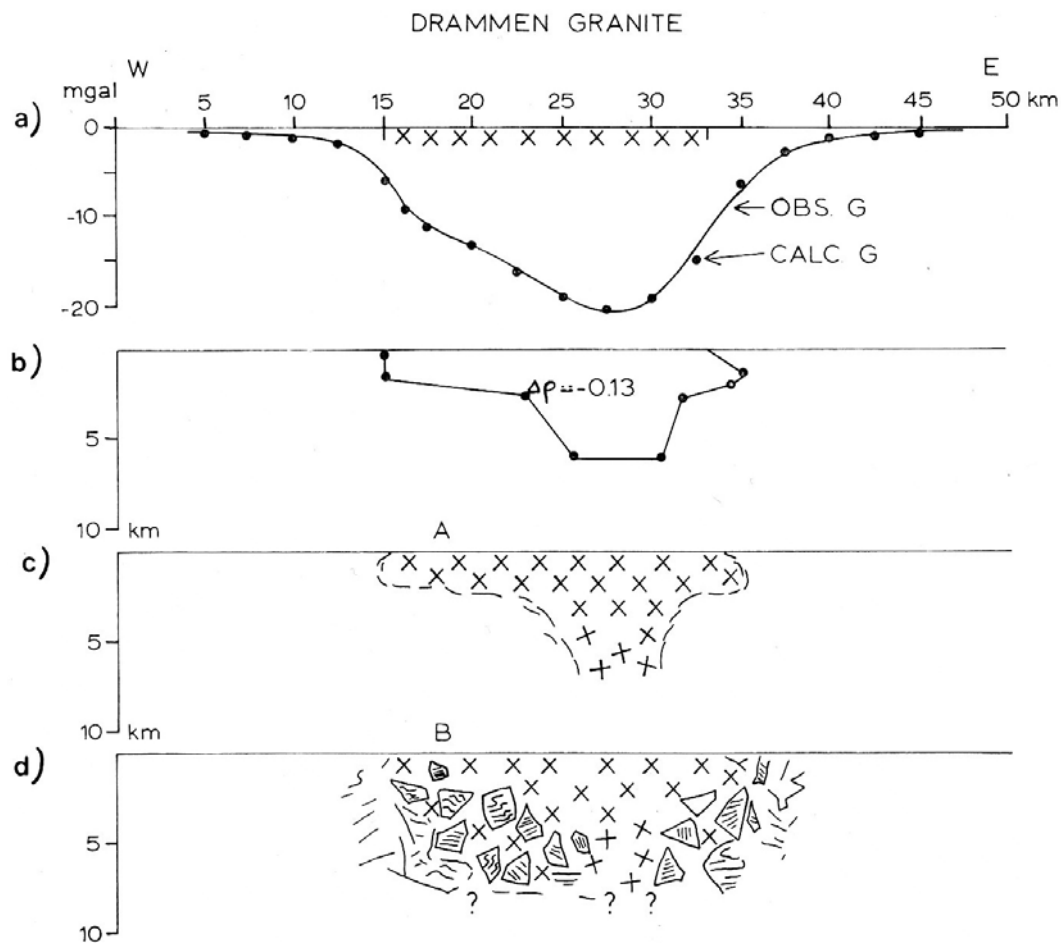
Grenseforholdene mellom de ulike granitt-typene tyder på at de eldste intrusivfasene omfatter de grovkornete, middels- til grovkornete og kumuloporfyriske granitt-typene (kart 2; Trønnes og Brandon 1992). Den mikrokrySTALLINE porfyren er kjemisk og geografisk knyttet til den grovkornete granitten, og kan representere en sen krystallisasjonsfase av av det samme magmaet. Rapakivigranitten og den middels- til finkornete granitten representerer trolig de yngste intrusjonsfasene. Aplittporfyren vest for Drammensfjorden har den samme sterkt utviklede kjemiske sammensetningen som den middels- til finkornete granitten og representerer trolig en sen injeksjon og/eller krystallisasjon av det samme magmaet (kart 2; Trønnes og Brandon 1992). De finkornete til aplittiske granitt-typene kan representere restsmelter som krystalliserte som en følge av avgassing og reduksjon av volatilfugasitetene. Slik avgassing vil redusere solidus-temperaturen og føre til økt nukleasjon og redusert krystallvekst. Kvartskrystallene i de eldste granittypene har stedvis undulerende utslukning. Dette tyder på at de har blitt utsatt for spenninger som kan skyldes intrusjon av en senere magmapuls, eller tektonisk aktivitet. Et utvalg av 6 ulike intrusivfaser er undersøkt i denne studien.

2.3 Dyp Struktur



Kart 3. Bouguer anomalikart over Drammensgranitten, fra Ramberg (1976).

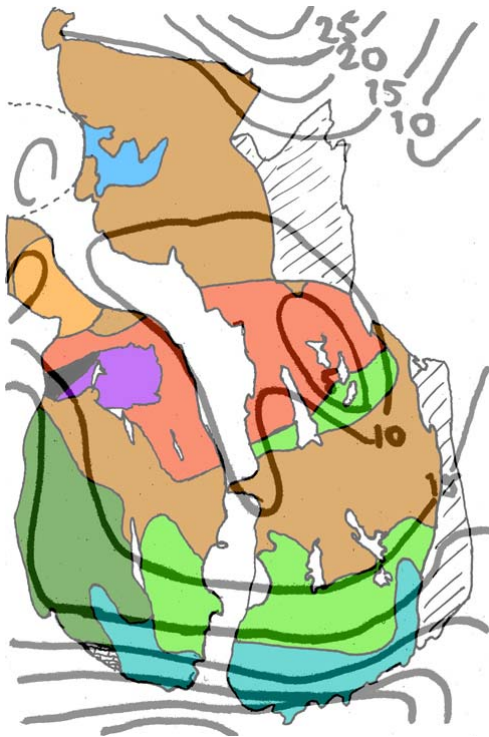
Detaljerte gravimetriske undersøkelser i Drammensgranitten, viser at området ikke har så høy positiv tyngdeanomali som resten av riften (Ramberg 1976). Det kan se ut som at den positive tyngdeanomalien har en verdi på ca. 5-29 mGal (Kart 3, Ramberg 1976). Dette området, med relativt lav gravitasjon strekker seg videre nordøstover mot Nesodden. Dette tyder på at intrusjonen har utbredelse under overflaten i denne retningen (Ramberg 1976). Ramberg (1976) har kalkulert volumet for Drammensgranitten til 1811 km³.



Figur 2. Gravimetrisk og geologisk tolkning av et øst-vest profil over Drammensgranitten fra Ramberg (1976).

Geofysiske modeller for Drammensgranitten viser at intrusjonen kan betraktes som en tilnærmet horisontal plate eller linse, 2-4 km tykk. Det sentrale og østlige området er tykkere (Kart 3 og Fig 2, Ramberg 1976). Dette kan tyde på at det er en eller flere tilførselskanaler i dette området. Drammensgranitten ser dermed ut til å være laccolitt-formet (Ramberg 1976). En laccolitt er en intrusjon med flat bunn, konveks topp, stor horisontal utstrekning og liten tykkelse.

Kontaktrelasjonene til den omliggende prekambriske gneissen kan tyde på at en *tabulær batolitt* vil beskrive intrusjonen bedre enn det en *laccolitt* gjør. Hvis man ser på Drammensgranitten parallellt med Nordmarka-Hurdalen syenitten kan man tolke de gravimetriske dataene på en alternativ måte: Drammensgranitten er en stor batolitt med en økende mengde blokker av sidestein mot kontakten til de omliggende bergartene. Disse har blitt akkumulert her fordi de har brukket av fra omliggende bergarter (B i Fig 2). De vil også øke i mengde når man går fra sentrum og nærmer seg kontakt sonen. I dette tilfellet vil det ikke være forventet å finne noen skarp grense mellom bergartene. For den generelle tettheten vil nærme seg den omliggende bergarten (Ramberg 1976).

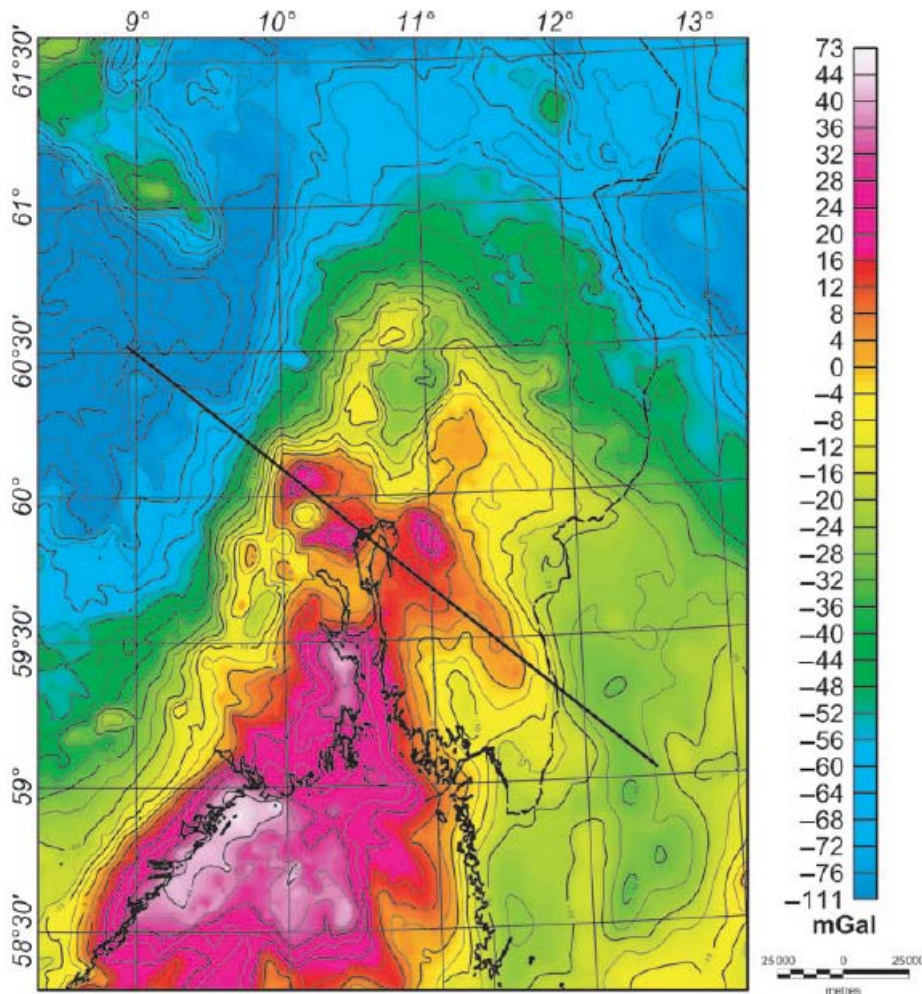


Kart 4. Omtrentlig tilnærming mellom gravitasjonskart fra Ramberg (1976) og geologisk kart fra Trønnes og Brandon (1992).

Kart 4 viser at gravitasjonskontene fra Ramberg (1976) følger de forskjellige intrusjonsfasene. Denne forskjellen kan komme av forskjeller i mineralinnhold eller tykkelse på intrusjonen. Det kan også se ut til at det er to tilførselskanaler i dette området. Den mest markante negative anomalien under det sentrale til østlige området med middelskornet granitt kan representere tilførselskanalen til de store intrusjonene i plutonen. En liten negativ anomali under den nordøstlige delen av rapakivigranitten kan muligens representere tilførselskanalen til denne intrusjonen.

Ramberg (1976), trekker konklusjonen at Drammensgranitten er en nesten sirkulær batolitt, som graderer til en blanding av sidesteinsblokker og intrusive bergarter. Alternativt kan den være tabulær eller soppformet med en såle av blokker av prekambriske gneisser, med en eller flere tilførselskanaler.

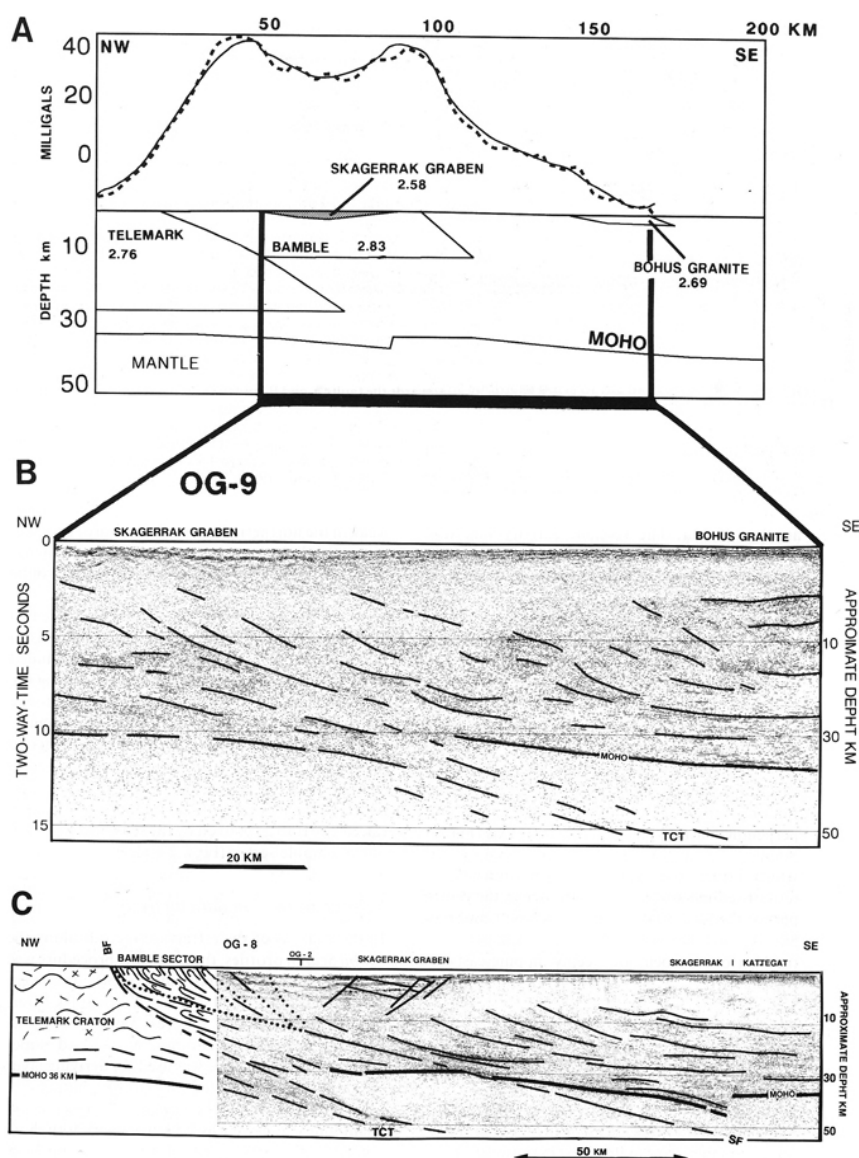
Ramberg utførte også analyser av gravimetriske data for hele Osloriften. Der ble det påvist en ~120 km lang positiv tyngdeanomali som følger riften. Denne positive anomalien ble forklart med den kombinerte effekten av en 6-10 km fortynning av skorpen og tilstedeværelsen av en stor masse av tette, mafiske til ultramafiske bergarter i den dypeste eller i den midtre delen av jordskorpen (Ramberg 1976). Det er petrologiske og geokjemiske indikasjoner som peker mot at denne massen i dypskorpen representerer tunge kumulater og gabbroide bergarter dannet fra mantelderiverte magmaer (Neumann 1992).



Kart 5. Bouguer anomalikart over Drammensgranitten, fra Ebbing (2005).

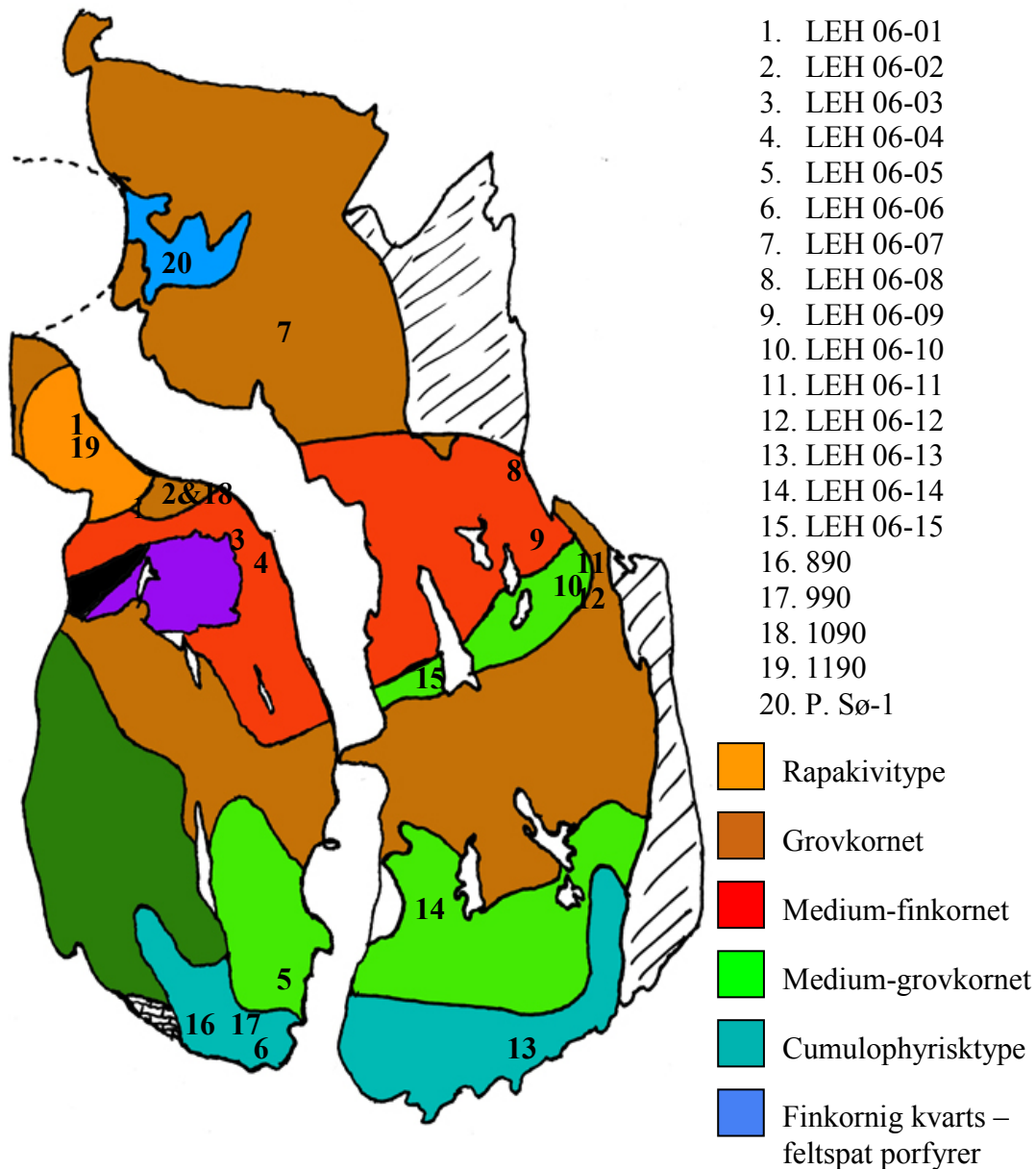
I de siste årene er det utført flere gravimetriske målinger både i, og særlig utenfor, Osloriften. Målingene langs vestgrensen av riften gir et litt annet bilde av årsaken til den positive tyngdeanomalien. Ebbing et al. (2005) påpeker at anomalien er asymmetrisk med en bratt gradient mot vest, og de mener at Prekambriske metamorfe bergarter som tilhører Kongsberg- og Bamble-sektorene er hovedkilden til den positive anomalien. Begrunnelsen

for dette er at disse bergartene er høymetamorfe og har en høy tetthet. Lie (1993) hevder at det under den Sveconorwegiske (Grenvillian) orogonesen ble dannet en sone som fikk navnet TCT (Telemark Craton Tounge). Denne sonen, som er relatert til en kontinent-kontinent kollisjon, strekker seg inn under Osloriften (Fig. 3). Ebbing et al. (2005) antar at den lavere skorpen i riften er bygget opp av normal baltisk skorpe, og at det ikke finnes ingen noe bevis for at det finnes en 10 km tykk magmatisk masse under Osloriften, som består av ultramafiske bergarter (Ramberg 1976, Neumann 1992). Imidlertid kan det være permiske mafiske intrusjoner i den grunnere jordskorpen, men disse må være i betydelige mindre volumer enn tidligere antatt (Ebbing et al. 2005).



Figur 3. A Den observerte (prikkete) og kalkulte (heltrukken) Bouguer anomalien langs den forlengede OG-9 seismiske profilet. B Den seismiske seksjonen av OG-9 profilet, med de mest fremtrede strukturerne (også TCT). C tolkning av profilet OG-8, relatert med geologien på land i SØ-Norge (Lie 1993).

2.4 Petrografisk beskrivelse

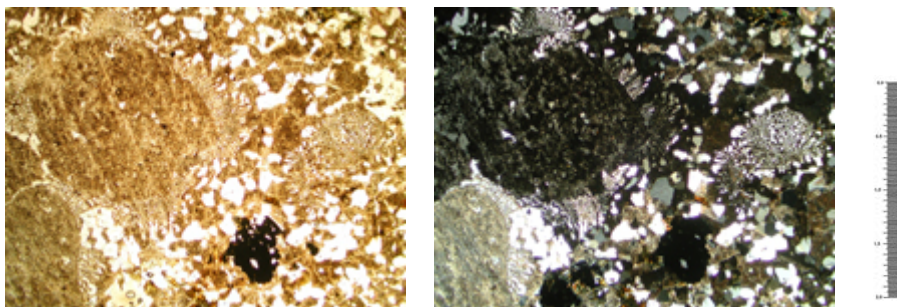


Kart 6. Kart fra Trønnes og Brandon (1992), med prøvelokalitetene inntegnet.

Drammensgranitten er en batolitt som består av flere plutoner av forskjellig alder. Disse er dannet fra magma som har steget mot overflaten, men har størket nede i dypet over et tidsrom på ca. 20 Ma. Drammensgranitten har 60-90% feltspat av forskjellige typer.

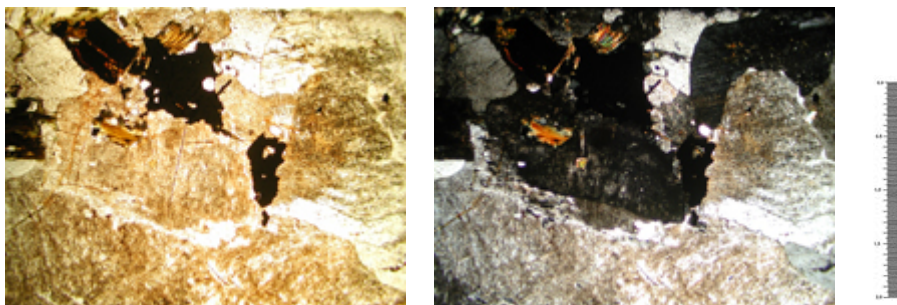
Hovedtypen er pertittisk alkalifeltspat, men oligoklas forekommer i enkelte av prøvene. De andre mineralene er 10-40% kvarts og 1-3 % aksessoriske mineraler (opak erts, biotitt,

muskovitt, klinopyroksen, apatitt og zirkon). Det forekommer også sekundære mineraler, f.eks. kloritt, som omvandling av biotitt. Alkalifeltspaten har ulike avblandingsteksturer. Ulike grader av hydrotermal albittisering (Na-metasomatose) opptrer i deler av granittkomplekset, særlig i det sentrale området på østsiden og vestsiden av Drammensfjorden (Trønnes og Brandon 1992). Enkelte steder finnes også sericittisering av alkalifeltspaten. De ulike granitt-intrusjonene i Drammensbatolitten har karakteristiske petrografiske og teksturelle særtrekk. I denne oppgaven er fem av de forskjellige typene studert petrografisk.



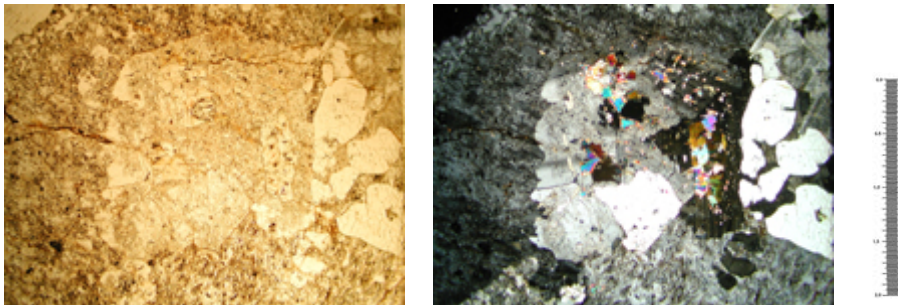
Bilde 2. Rapakivitekstur og kornrelasjonene i LEH 06-01 (målestokken er 2 cm lang).

I den nordligste delen av plutonen, sør for Drammenskalderaen, på vestsiden av Drammensfjorden er det et lite område som skiller seg ut i forhold til resten (Kart 6, Trønnes og Brandon 1992). Her har de avrundete kornene av alkalifeltspat en rapakivi-tekstur med en kjerne av pertitt og en randsone av albitt. Det er kun i dette området man finner denne typen bergart som er en av få som inneholder klinopyroksen.



Bilde 3. Kornrelasjonene i LEH 06-02 (målestokken er 2 cm lang).

Nord og sør for rapakivigranitten og på østsiden av fjorden er det en granitt-type som har en grov kornstørrelse, bergarten er heterogranulær (Brun, Kart 6, Trønnes og Brandon 1992). Denne typen forekommer også lenger sør. De to er veldig like, og fra kartet fra (Trønnes og Brandon 1992) kan det se ut som at de henger sammen med hverandre. Likevel er det petrografiske forskjeller mellom de to delene. Granitten i området lengst mot øst inneholder muskovitt (Prøve 11) som opptrer som inneslutninger i feltspat. Muskovitt forekommer ikke i området på vestsiden av Drammensfjorden (Prøve 2).



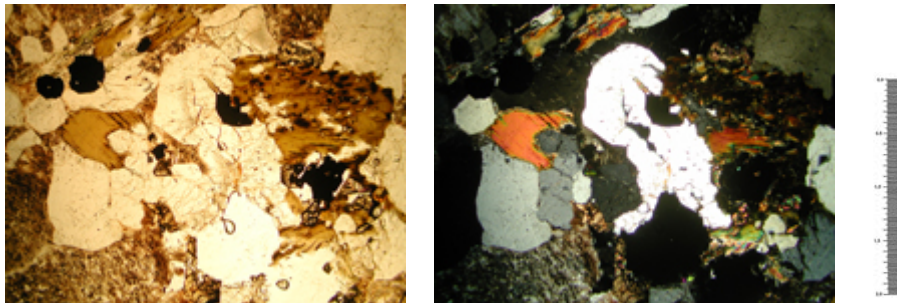
Bilde 4. Kornrelasjonene i LEH 06-03 (målestokken er 2 cm lang).

Mellom de to delene av den grovkornige bergarten (brun, Kart 6, Trønnes og Brandon 1992), er det et område med en middels- til finkornig granitt som stevis har en porfyrisk tekstur (rød, Kart 6, Trønnes og Brandon 1992). Denne granitt-typen inneholder også muskovitt, dels som inneslutninger i feltspat, og dels som større intergranulære korn (Prøve 8 og 9).



Bilde 5. Kornrelasjonene i LEH 06-05 (målestokken er 2 cm lang).

Ved siden av den grovkornige typen (brun, Kart 6, Trønnes og Brandon 1992) og sør for den middels- til finkornige bergarten (rød, Kart 6, Trønnes og Brandon 1992) er det en intrusjonsfase som er middels- til grovkornig (lys grønn, Prøvene 5, 10, 14 og 15). Bergarten har en heterogranulær tekstur og skiller seg fra den andre middelskornige intrusjonsfasen i Drammensgranitten ved at den stedvis inneholder muskovitt (Prøve 10) og andre steder klinopyroksen (Prøve 5 og 14). I prøve 15 er det ikke funnet verken muskovitt eller klinopyroksen. Partier med kvarts som har undulerende utslukning (Prøvene LEH 06-02, -03, -04, -08, -09, -12, -13, -14, -15 og 1090) kan tyde på at disse delene av batolitten har blitt utsatt for spenninger.



Bilde 6. Viser kornrelasjonene i LEH 06-06 (målestokken er 2 cm lang).

Den delen av batolitten som er lengst i sør består av en kumuloporfysisk granitt-variant (Turkis, Kart 6, Trønnes og Brandon 1992). Subhedrale og delvis avrundete alkalifeltspatkorn (8-15 mm) er omgitt av en fin- til middelskornet granittisk grunnmasse, anrikt på kvarts. De to prøvene vest for Drammensfjorden (Prøvene 6, 16 og 17) har myrmekittiske sammenvoksninger av kvarts og feltspat, mens prøven fra østsiden av fjorden mangler denne sammenvoksningstypen (Prøve 13).

3. Prøver

3.1 Prøvepreparering

Prøvene ble først vasket rene på overflaten med stålbørste og deretter lagt i ultralydbad i ca. ti minutter. Etter dette ble de tørket i varmeskap, og grovknust i kjeftknuser, kornene vil da ha en størrelse på ≤ 1 cm. De grovknuste prøvene ble knust til en kornstørrelse på ca. 0,5 mm i en Retsch "percussion mill" kornknuser.

3.1.1 Mineralseparasjon

For å skille tungfraksjonen fra lette mineraler (hovedsakelig kvarts og feltspat) ble prøvene etter knusing i Retch-mølle vasket på et Wilfley vaskebord. Tungfraksjonen ble tatt vare på og tørket for videre separering. Lettfraksjonen ble tørket og puttet i pose for lagring.

3.1.2 Tungvæskeseparasjon

Før separasjon av en tungfraksjon ble det brukt håndmagnet for å få bort de mest magnetiske kornene. Tungvæsken som ble brukt er LST fastfloat (natrium polywolframmat). Denne ble filtrert over på en skilletrakt. Etter at væsken var filtrert og de magnetiske kornene fjernet, ble det knuste materialet overført til skilletrakten. Det ble rørt rundt i blandingen 5-6 ganger med en ren glasstav, med ca. 15 minutters mellomrom. Tungfraksjonen i bunnen av skilletrakta ble tappet i et begerglass, vasket og overført til en petriskål. Den resterende tungvesken i skilletrakta ble filtrert til gjenbruk. I tillegg til zirkoner, inneholder tungfraksjonen også andre tunge mineraler slik som for eksempel magnetitt. De resterende magnetiske mineralene i tungfraksjonen ble fjernet med en kraftig neodymmagnet.

3.1.3 Håndplukking

Zirkon ble til slutt håndplukket fra den minst magnetiske tungfraksjonen under et overlysmikroskop, og montert på et dobbeltsidig limbånd. For å finne spor av nedarvet materiale er det viktig å plukke alle typer zirkoner. Det ble lagt vekt på å finne zirkoner med ”grumsete” kjerne, men som er fri for inneslutninger av andre mineraler. Til slutt ble zirkonene støpt inn i Struers Caldafix® epoxy og polert.

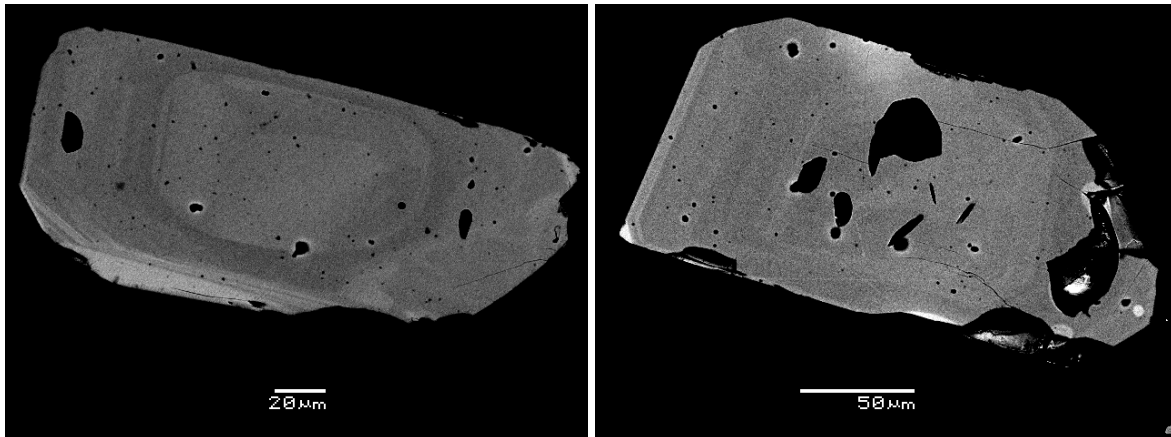
3.2 SEM (Scanning ElektronMikroskopi)

De polerte prøvene ble belagt med et tynt karbonbelegg for SEM-analyse. Dette gjøres for å få en elektrisk ledende overflate som motvirker lokal oppladning under elektronstålen.

Avbildning av zirkonene er viktig for å kunne se soneringer, kjerner og andre indre strukturer. Dessuten brukes SEM-bildene som referansekart for punkt-analysene.

SEM-bildene viser strukturer som er viktige for valget av analysepunkter, for eksempel kjerner i zirkon-krystallene. Det finnes også en del mineral-inneslutninger som kan ødelegge analysene, ved at de er anrikt i de isotopene det blir analysert på. Eksempler på slike inneslutninger som ikke bør ligge nær analysepunktene er apatitt og monasitt. I denne studien er det brukt kun ”Backscattered electron imaging” (BSE; tilbakespredte elektroner). Etter SEM- arbeidet blir karbonbelegget fjernet ved polering med diamantsuspensjon.

I denne studien er det lett systematisk etter kjerner i zirkonene. Disse kjernene burde skille seg ut fra de andre ved at de ikke ser magmatiske ut (Bilde 7). Dette vil si at de mangler oscillerende sonering i BSE. Samtidig så blir det sett etter mineraler som kan forstyrre U-Pb analysen (Bilde 7). Disse vil bli merket av på et oversiktsbilde, så de kan unngås ved en eventuell analyse av kornet.



Bilde 7. (t.v) Zirkon LEH 06-15-59, har en oscillerende sonering langs kanten og i midten er det en kjerne som skiller seg ut.
(t.h) Zirkon LEH 06-06-47, har en oscillerende sonering, de svarte områdene er apatitt og de hvite områdene er monasitt.

3.3 LA-MC-ICPMS (laser ablation, multicollector, inductively coupled plasma mass spectrometry)

In-situ Lu-Hf og U-Pb isotopanalyser av zirkon ble gjort ved induktivt koblet plasmakilde massespektrometri (Košler & Sylvester 2003) med et Nu Plasma HR multikollektor massespektrometer med en New Wave/Merchantek LUV-231 laser mikrosonde.

Instrumentene er plassert på Institutt for geofag ved universitetet i Oslo. Prøvene ble abladert i en helium-atmosfære. Denne aerosolen blir så blandet med argon-gass i et blandingskammer før den når plasmaet.

3.3.1 Lu-Hf

Reduksjon av rådataene for å komme frem til $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -forholdene ble gjort etter metoder som er beskrevet av Griffin et al. (2000) og Andersen et al. (2002). Verdien for nedbrytningskonstanten som er brukt, er $1.93 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ for ^{176}Lu i alle prøvene. Det ble brukt $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ - og $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ -forhold på h.h.v. 0.279742 og 0.0332 for kondrittier (Blichert-Toft og Albarède, 1997) og 0.279718 og 0.0384 for utarmet mantel (depleted mantle, DM) (Griffin et al. 2000). Begge mantel-sammensetningene er kompatible med verdien for nedbrytningskonstanten som ble brukt. Det er foretatt 66 analyser av standarden

GJ-1, den ga et gjennomsnitt på $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282021 \pm 0.000013$ (1 standard avvik). Den interne presisjonen for de forskjellige punktanalysene varierer fra 0.000010 til 0.000020 (1 standard feil).

3.3.2 U-Pb

Det er foretatt in-situ U-Pb analyser for datering av utvalgte av zirkoner etter Lu-Hf analysene. Ved disse analysene ble det samme LA-MC-ICPMS-instrumentet benyttet. Massespektrometeret er utstyrt med en spesielt utformet U-Pb-detektor, som gjør det mulig å gjøre samtidige målinger av ^{204}Pb , ^{206}Pb og ^{207}Pb i ione-tellere og ^{235}U og ^{238}U i faraday-detektorer. ^{235}U kan ikke måles med tilstrekkelig presisjon, så ^{235}U blir kalkulert fra ^{238}U ved bruk av det naturlige U-Pb forholdet 137,88.

En analyse inkluderer 30 sekunder med måling av bakgrunnen hvor det ble benyttet "on-mass-background correction". Der man måler på selve topp-posisjonen, men uten ioner, dvs signal før laseren slås på. En annen måte man kan gjøre dette på er å flytte seg en halv masseenhet bort fra toppen. Dette ble etterfulgt av 60 sekunder med ablasjon med en laserstråle med 40 μm diameter. I undersøkelsen ble det benyttet to forskjellige standarder for U-Pb, GJ-1 og 95000. Den prosedyren som er brukt er den samme som hos Andersen et al. (2004) og Jackson et al. (2004), tilpasset for multikollektor instrumentet (Andersen et al. 2007b).

^{204}Pb ble brukt for kontroll av "common" ^{204}Pb . Ved ICPMS-analyse kan ^{204}Hg , som antakeligvis kommer fra argonstrømmen, kontaminere ^{204}Pb målingene. ^{204}Hg kontaminasjonen kan kompenseres for ved den prosedyren som er brukt for bakgrunnsmåling.

Datareduksjon ble gjort ved et interaktivt regneark skrevet i VBA for Microsoft Excel®. Dette inkluderer prosedyrer for U-Pb fraksjonerings-korreksjon og korreksjon for drift i ionetellerene. Observerte feil, i bakgrunn og signaler for standard og prøve, ble beregnet fra den publiserte standard-sammensetningen. Usikkerheten i isotopforholdene ble beregnet fra den målte usikkerheten i signal og bakgrunn ved hjelp av standard usikkerhetsformler (Taylor 1997). IsoplotEx 3.00 (Ludwig 2003) ble brukt for å kalkulere konkordia (Ludwig 1998) og "intercept" aldere, hvor det ble brukt observert korrelasjonskoeffisient for feil i $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -forholdene. Langtidspresisjon i instrumentet (>2 år) er $\leq 1\%$ for $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ og $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ og $\leq 1.4\%$ for $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (2 standard-avvik).

3.4 Zirkon

Zirkon (ZrSiO_4) har en unik kombinasjon av fysiske og kjemiske egenskaper, som gjør at det kan gi meget viktig geokronologisk og geologisk informasjon. Mineralet er spesielt godt egnet for U-Pb geokronologi fordi det tar opp relativt mye U, men ikke Pb, når det krystalliserer. I tillegg til å ta opp U, har zirkon evne til å holde på radiogent bly. Dette innebærer at zirkon har en høy blokkeringsstemperatur $>900^\circ\text{C}$. Den høye blokkeringsstemperaturen muliggjør opptak av zirkoner fra omliggende bergarter når nye smelter kommer opp mot overflaten. En slik nedarvet zirkon-krystall kan ofte bevare sin opprinnelige sammensetning i form av en kjerne med en påvokst randsone som har krystallisert fra den nye smelten. Zirkoner er også motstandsdyktig mot kjemisk og mekanisk erosjon. I tillegg er zirkon et vanlig aksessorisk mineral i de fleste bergarter, og inneholder tilstrekkelige konsentrasjoner av de isotopene som er nødvendige for å gjennomføre U-Pb-geokronologiske målinger.

Grunnstoffet lutetium har en radioaktiv isotop ^{176}Lu som brytes ned til den stabile hafniumisotopen ^{176}Hf med en halveringstid på ca. $3.3 \cdot 10^{10}$ år. Dette fører til at isotopsammensetningen av hafnium i mineraler og bergarter endrer seg over geologisk tid, i takt med dannelsen av radiogent ^{176}Hf . Fordi forskjellige geokjemiske reservoarer i jordas skorpe og mantel har forskjellig Lu/Hf-forhold, er isotopsammensetningen av hafnium (angitt ved forholdet $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) en viktig opprinnelsesindikator for magma og magmatiske bergarter. Mineralet zirkon inneholder som regel 1-2 % HfO_2 , men har et svært lavt Lu/Hf-forhold. Fordi zirkon samtidig er svært robust i geologiske prosesser og daterbart ved U-Pb-metoden, kan mineralet bidra med svært nyttig informasjon om Hf-isotopsammensetningen i magmaet og dets kildeområde på det tidspunktet som smelten ble dannet.

3.4.1 Lu-Hf isotoper

Egenskapene til Hf:

- Hf^{4+} (0.81Å) har så og si samme atomstørrelse som Zr^{4+} (0.80Å), og kan på grunn av dette substituere for Zr^{4+} i zirkon. Mineralet kan inneholde ca. 10 000 ppm Hf.
- Zirkon blir også anriket på Lu, men i mye mindre grad enn Hf. Dette gir lave Lu/Hf forhold.
- Hafnium har seks isotoper som opptrer naturlig. Ett av disse er ^{176}Hf , som blir dannet ved β -nedbrytning av ^{176}Lu .
- Lu-Hf- og Sm-Nd-systemene representerer radioaktive isotopsystemer der både moder- og datterisotopene er sterkt lithofile og kondenserte fra soltåken under høye temperaturer. Disse 4 grunnstoffene er derfor sterkt konsentrert i jordas mantel og skorpe i forhold til kjernen. Den høye kondensasjonstemperaturen tyder på at de opprinnelige konsentrasjonsforholdene mellom disse grunnstoffene er kondrittiske. De radioaktive Lu-Hf- og Sm-Nd-systemene ligner hverandre også på den måten at datterisotopene Hf og Nd er mer magmatofile enn moderisotopene Lu og Sm. Dvs. at de anrikes i smeltefase relativt til mineraler under oppsmelting og krystallisasjon.

3.4.2 U-Pb isotoper

For å kunne bruke U-Pb til å datere geologiske prosesser må visse kriterier være oppfylt:

- Mineralet må være lukket for U, Th og Pb og alle mellomliggende ledd i nedbrytningskjeden.
- Det opprinnelige Pb-isotopforholdet må være kjent, men fordi Pb-innholdet i zirkon er tilnærmet lik null har ikke dette isotopforholdet noen betydning.
- Nedbrytningskonstantene for ^{238}U og ^{235}U må være kjent.
- Isotopsammensetningen av U må være normal, og ikke ha blitt forandret av isotopfraksjonering.
- Analyseresultatene må være fri for systematiske feil.

U-Pb systemet har to uranisotoper med forskjellig halveringstid.

- ^{238}U (med en halveringstid på 4470 Ma)
- ^{235}U (med en halveringstid på 700 Ma)
- Disse to systemene kan settes sammen i forskjellige grafer.

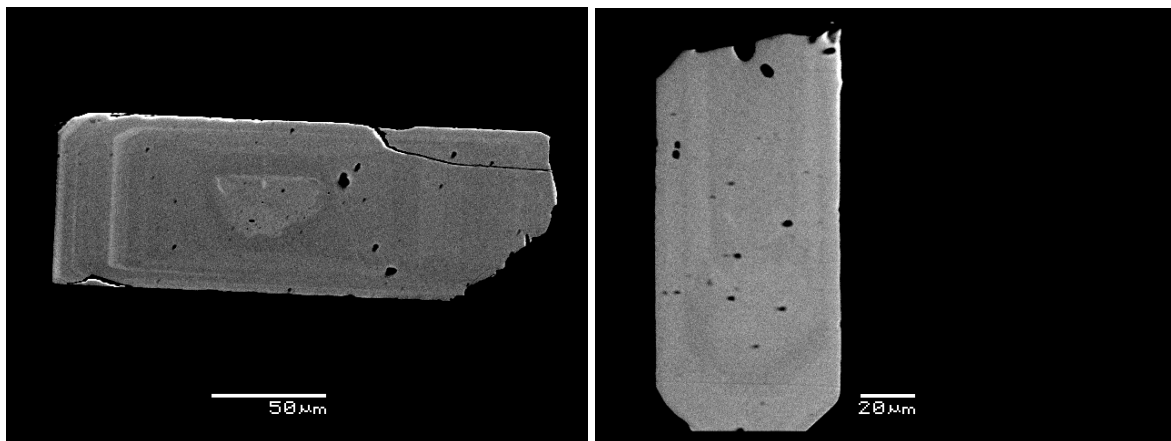
Man kan også bruke ^{232}Th (med en halveringstid på 14000 Ma), som bryter ned til ^{208}Pb .

Denne oppgaven er basert på bruk av U-Pb nedbrytningsseriene fordi ^{232}Th og ^{208}Pb ikke kan måles samtidig med ^{238}U , ^{235}U , ^{207}Pb og ^{206}Pb med den med den detektor-kombinasjonen som er brukt.

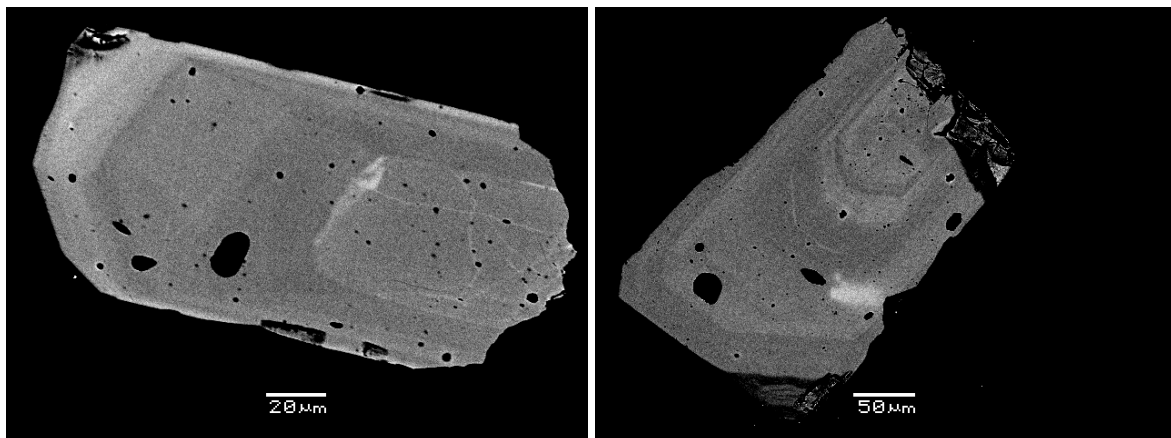
4. Resultater

4.1 Sonering, kjerner og indre struktur

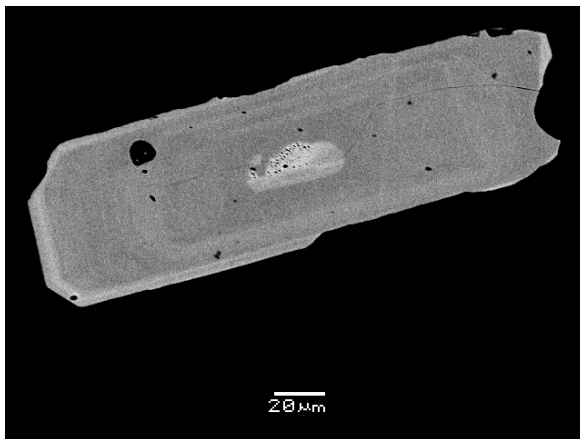
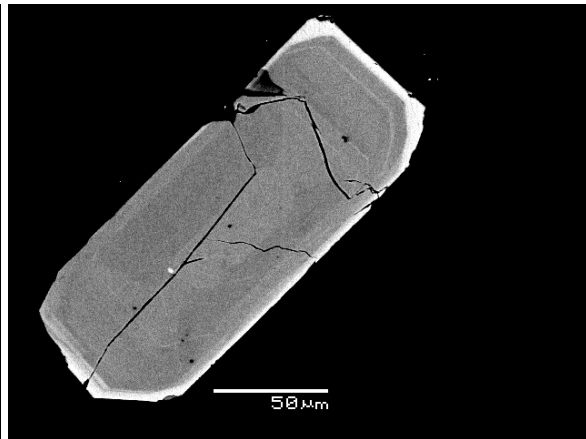
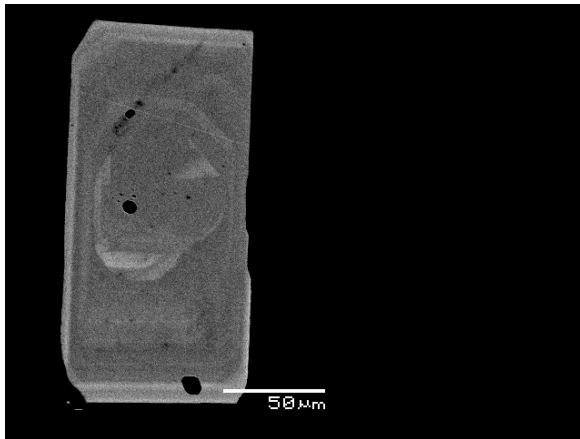
SEM-BSE-bildene nedenfor (Bilde 8-12) viser analyserte zirkoner med kjerner som skiller seg fra magmatisk sonerte randsoner. Analyseresultatene har bekreftet at dette er nedarvete kjerner med ulik alder omgitt av Permiske magmatiske påvoksninger.



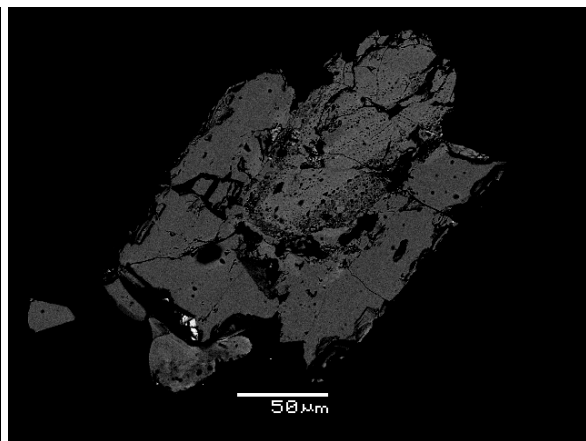
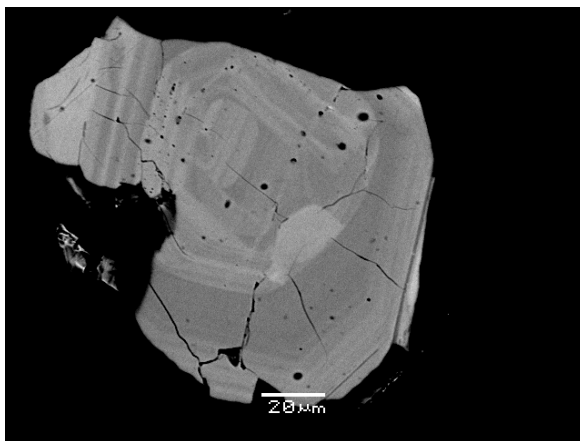
Bilde 8. (t.v.) LEH 06-05-41, (t.h.) LEH 06-05-63.



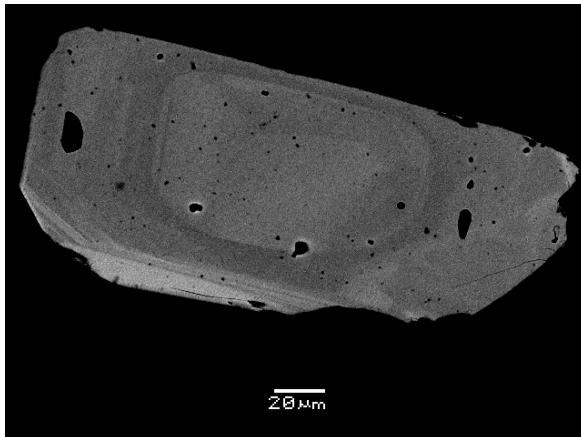
Bilde 9. (t.v.) LEH06-06-17, (t.h.) LEH 06-06-21.



Bilde 10. (ø.t.v) 990-47, (ø.t.h) 990-62, (u.t.v) 990-68.



Bilde 11. (t.v.) LEH 06-09-13, (t.h.) LEH 06-09-bonus2.

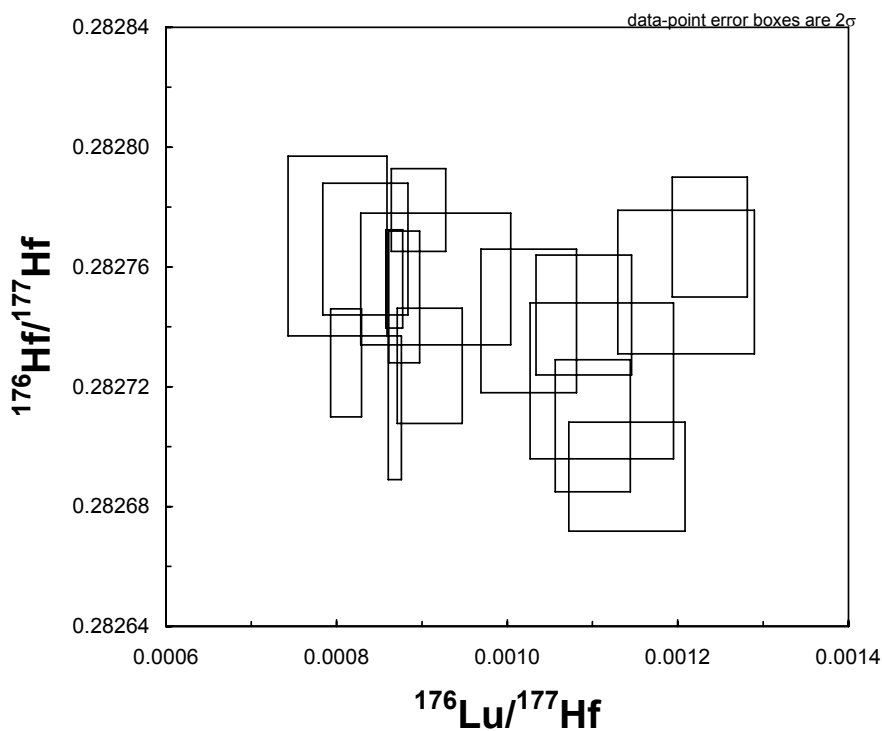


Bilde 12. LEH 06-15-59.

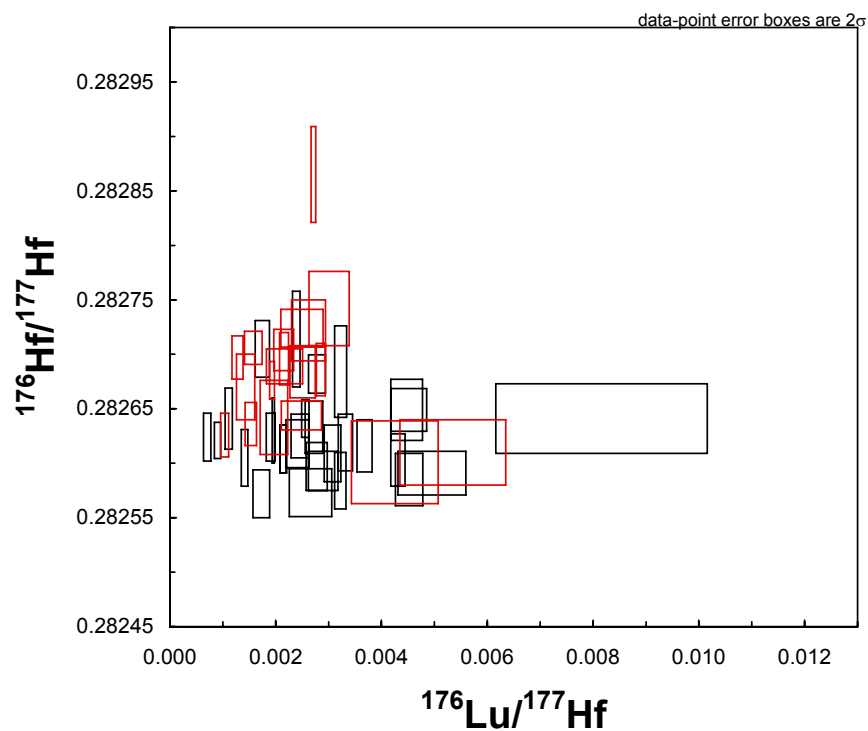
Det er funnet nedarvet materiale i alle de forskjellige delene av Drammensgranitten unntatt den grovkornete granitt-typen og de yngste intrusjonene (de ulike kvarts- og feltspat-porfyrene). Det kan ikke utelukkes at også disse granitt-typene har nedarvet zirkonmateriale, påvist i denne undersøkelsen.

4.2 Lu-Hf

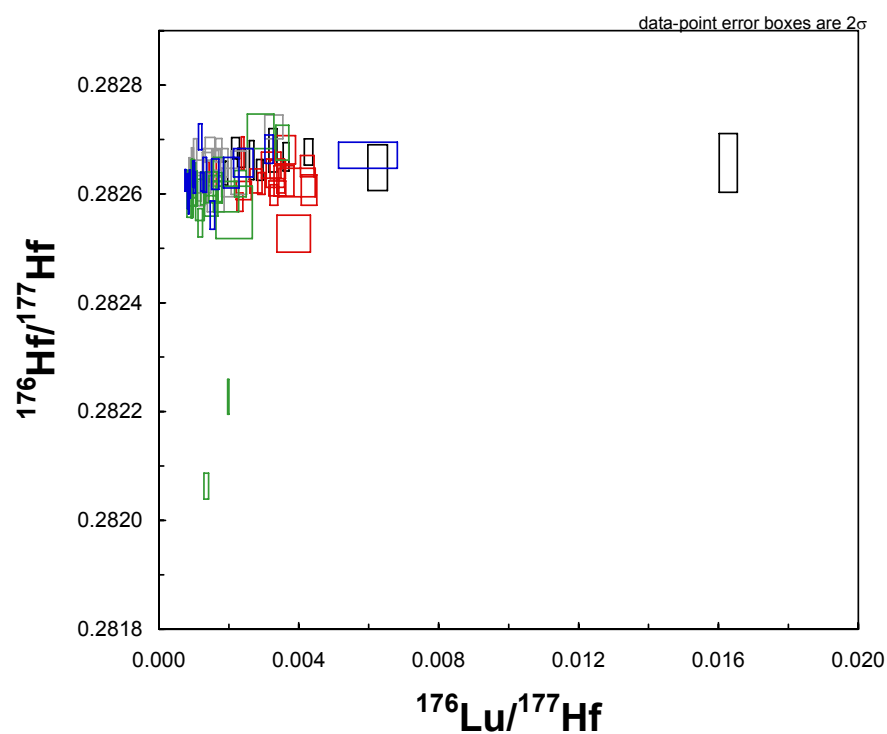
Hver enkelt analyse er representert ved en boks som viser den interne analytiske usikkerheten ($\pm 1\text{SE}$) eller presisjonen av dataene.



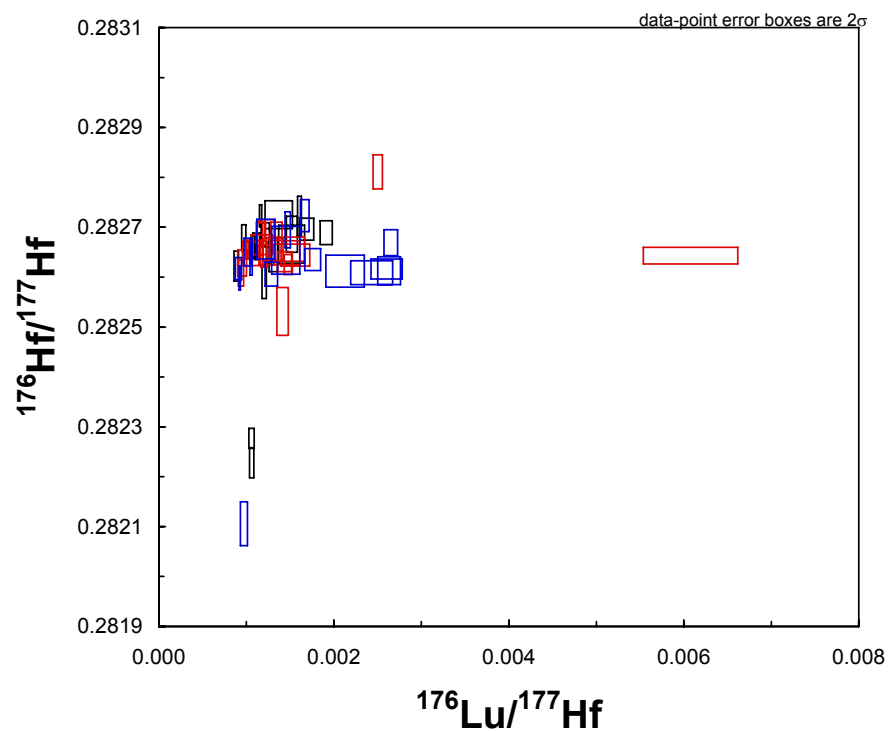
Figur 4. Den analytiske usikkerheten i Rapakivi intrusjonen (LEH 06-01).



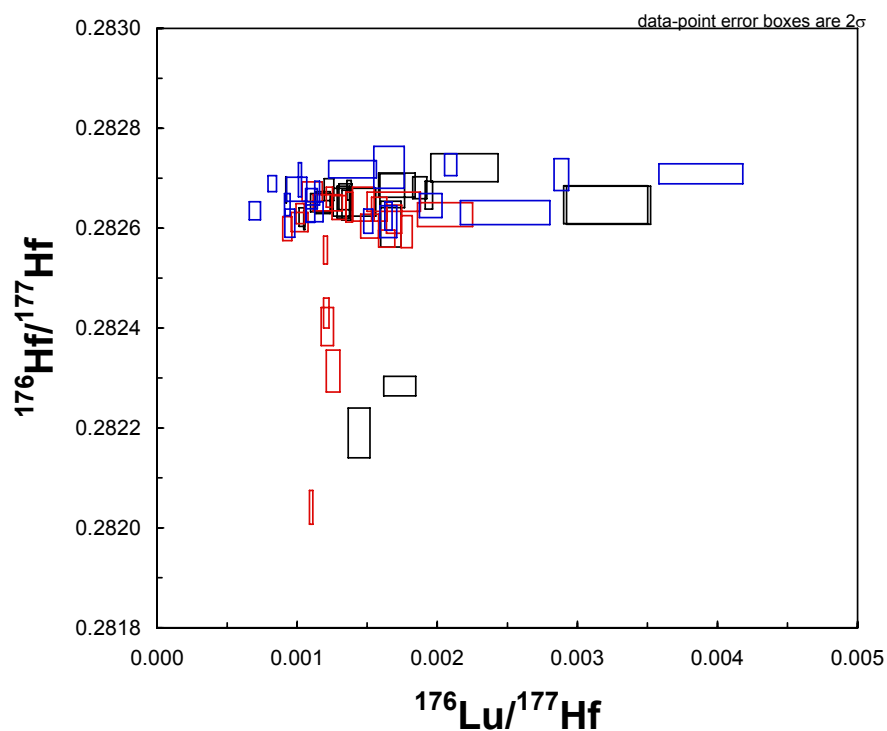
Figur 5. Den analytiske usikkerheten i den grovkornede typen (svart: LEH 06-02, rød: LEH 06-07).



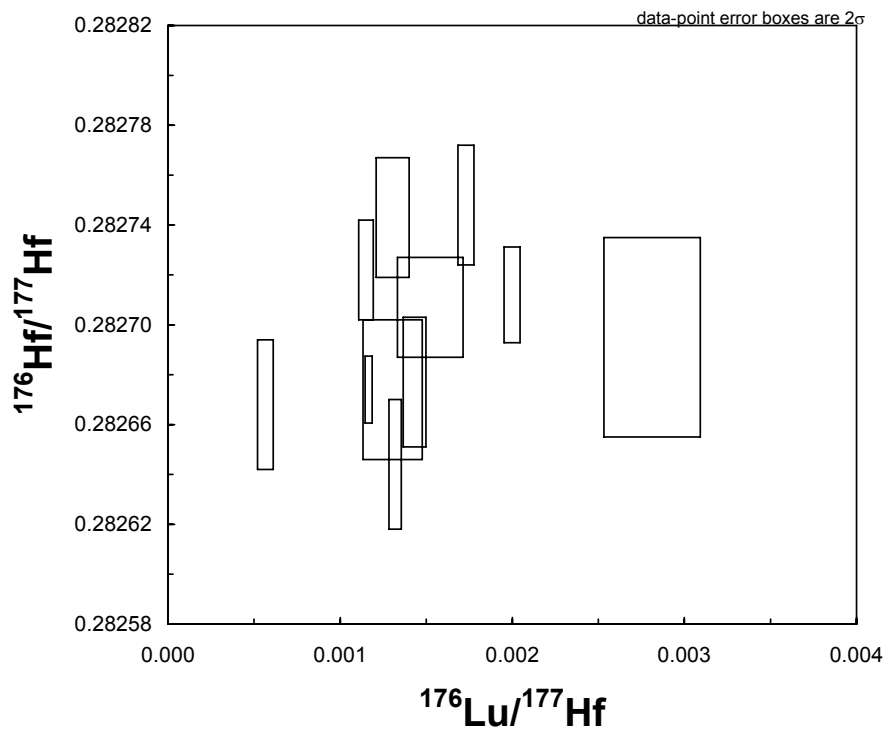
Figur 6. Den analytiske usikkerheten i den middels-finkornige typen (svart: LEH 06-03, rød: LEH 06-04, grå: LEH 06-08, grønn: LEH 06-09, blå: LEH 06-12).



Figur 7. Den analytiske usikkerheten i den middes- til grovkornige typen (svart: LEH 06-05, rød: LEH 06-10, blå: LEH 06-15).



Figur 8. Den analytiske usikkerheten i den cumloporfyriske typen (svart: LEH 06-06, rød: 990, blå: LEH 06-13).



Figur 9. Den analytiske usikkerheten i finkornig kvarts – feltspat porfyrtyper (P.Sø-1).

Hovedgruppen av zirkoner ligger med en verdi på mellom 0,28260 og 0,28270 i $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forholdet. Men det er flere zirkoner i prøvene, som skiller seg ut fra hovedgruppen. Disse zirkonene har en lavere verdi for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forholdet. Fra dette kan man si at Dramensgranitten har flere populasjoner enn akkurat de zirkonene som er fra perioden granitten ble dannet.

Figurene 4-9 viser $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ - mot $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -forholdene. Punktene viser hvor de forskjellige målingene, av enkelt-zirkoner, faller i forhold til hverandre i hver enkelt prøve.

ϵ_{Hf} er definert som avviket i $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -forholdet mellom prøven og $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -forholdet i CHUR (Chondritic Uniform Reservoir). CHUR er en modell basert på sammensetningen av chondritiske meteoritter og antagelsen om at meteorittene representerer jordas totalsammensetning, under forutsetning av at jorda har blitt dannet fra den samme kilden som chondritiske meteoritter (DePaolo og Wasserburg, 1976).

$$\epsilon_{Hf} = \left[\frac{\left({}^{176}\text{Hf} / {}^{177}\text{Hf} \right)_{spl}^0}{\left({}^{176}\text{Hf} / {}^{177}\text{Hf} \right)_{CHUR}^0} - 1 \right] \cdot 10^4$$

$\left({}^{176}\text{Hf} / {}^{177}\text{Hf} \right)_{spl}^0$: forholdet i prøven ved nåtid

$\left({}^{176}\text{Hf} / {}^{177}\text{Hf} \right)_{CHUR}^0$: forholdet i CHUR ved nåtid

Positive ϵ -verdier indikerer at prøven er anrikt i radiogent ${}^{176}\text{Hf}$ i forhold til det chondritiske reservoaret og stammer derfor fra en kilde som har en høyere Lu/Hf ratio enn chondrittene. En vanlig antagelse er at den udifferensierte "Bulk Silicate Earth" (BSE) har utviklet seg parallelt med CHUR med hensyn til Hf-isotopsammensetningen. Negative ϵ -verdier innebærer lavere ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ -forhold enn BSE og CHUR, som har en verdi på $0,282772 \pm 0,000029$. Bergarter med negative ϵ_{Hf} -verdier stammer dermed fra kilder med lavere Lu/Hf-forhold enn chondritt-reservoaret, for eksempel fra gammel kontinental jordskorpe.

Det har blitt analysert 285 zirkoner fra Drammensgranitten for Lu-Hf (Tabell 1). Disse dataene kan sees i sin helhet i vedlegg 2. Majoriteten av zirkonene har et ${}^{176}\text{Lu}/{}^{177}\text{Hf}$ forhold på ≤ 0.003 , og et ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ forhold som varierer fra 0,28260 til 0,28270. Disse verdiene gjelder for de fleste av intrusjonsfasene, men det er to prøver (LEH 06-01 og P.Sø-1) som skiller seg ut ved at de har signifikant høyere ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ -forhold på 0,28265 til 0,28280.

Tabell 1 viser også at noen zirkoner fra LEH 06-05, -06, -09, -15 og 990 har lavere ${}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf}$ -forhold på 0,28204 til 0,28243. De tilhørende ϵ_{Hf} -verdiene på -5 til -20 kan sammenlignes med verdier som stort sett ligger mellom -1 og +4 for de øvrige prøvene (Vedlegg 2). Gjennomsnittlig for disse "normale" prøvene er $\epsilon_{Hf} +1,6$.

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2σ	$\epsilon\text{Hf}(280)$ 2σ	tDM	2σ
<i>Medium-grovkornet type</i>							
LEH0605_41	0605	0.282277 0.000022	0.001059 0.000060	0.055261 0.00280	-11.35349 0.701981	1.334	0.012987
LEH0605_63	0605	0.282228 0.000022	0.001060 0.000060	0.056235 0.00280	-13.08759 1.056999	1.400	0.019805
<i>Cumuloporfyrisk type</i>							
LEH0606_17kjerne	0606	0.282190 0.000028	0.001442 0.000152	0.072615 0.00460	-14.50550 1.754378	1.467	0.0325
LEH0606_21kjerne	0606	0.282284 0.000038	0.001732 0.000148	0.088924 0.00300	-11.23481 0.67172	1.349	0.011404
<i>Medium-finkornig type</i>							
LEH0609_13kjerne	0609	0.282227 0.000019	0.001981 0.000026	0.089152 0.00200	-13.29953 1.129268	1.437	0.021816
LEH 0609_Bonus2_kjerne		0.282063 0.000022	0.001355 0.000050	0.054473 0.00280	-18.98293 0.836242	1.636	0.014769
<i>Medium-grovkornet type</i>							
LEH0615_59b	0615	0.282106 0.000000	0.000971 0.000000	0.037790 0.00000	-17.38763 1.549345	1.561	0.028705
LEH0615_69	0615	0.282212 0.000017	0.013557 0.000110	0.603196 0.00300	-16.05000 5.282557	2.123	0.101601
<i>Cumuloporfyrisk type</i>							
990_47	990	0.282041 0.000024	0.001100 0.000240	0.040321 0.01000	-19.71261 1.200885	1.654	0.022607
990_62	990	0.282430 0.000028	0.001208 0.000116	0.044529 0.00186	-5.96793 1.057766	1.131	0.020136
990_68-start	990	0.282314 0.000030	0.001256 0.000200	0.061278 0.00260	-10.08202 1.477037	1.291	0.027724

Tabell 1. Data for de analyserte zirkonene med anomale Lu-Hf verdier.

	Normal	LEH 06-01 & P. S�-1
Gjennomsnitt	0.282623	0.282724
Standard avvik	0.000104	3.6E-05
Konfidensintervall	1.27E-05	1.36E-05
+	0.282635	0.282737
-	0.282610	0.282710

Tabell 2. Statistiske data for normalverdien i Drammensgranitten og verdien for LEH 06-01 og P.Så-1 i Lu-Hf.

Tabell 2 viser at konfidensintervallene for de ”normale” prøvene, og de som skiller seg ut ikke overlapper hverandre. Dette bekrefter at disse to prøvene er forskjellige fra normalen, og LEH 06-01 skiller seg sterkere ut enn P-S -1.

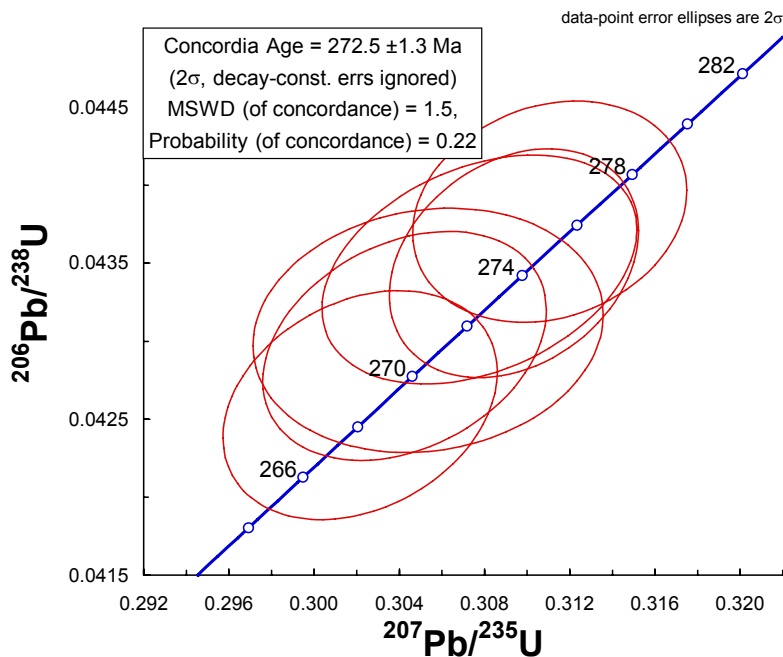
4.3 U-Pb

46 zirkoner fra Drammensgranitten er datert ved LA-MC-ICPMS U-Pb-metoden (Tabell 3). Felles for disse zirkonene er at de har et lavt uran-innhold, og relativt mye ^{204}Pb . Zirkonene varierer fra konkordante til ca. 80 % diskordante. Disse dataene kan sees i sin helhet i vedlegg 3. Det er tre av prøvene hvor hovedgruppen av zirkoner har blitt datert, disse varierer i $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - alder fra 269 til 300Ma. Alderen for LEH 06-04 er mer usikker enn de andre fordi den har metamikte zirkoner (Fig. 12) og større spredning i dataene. Kornene med avvikende U-Pb-verdier er vist i tabell 3.

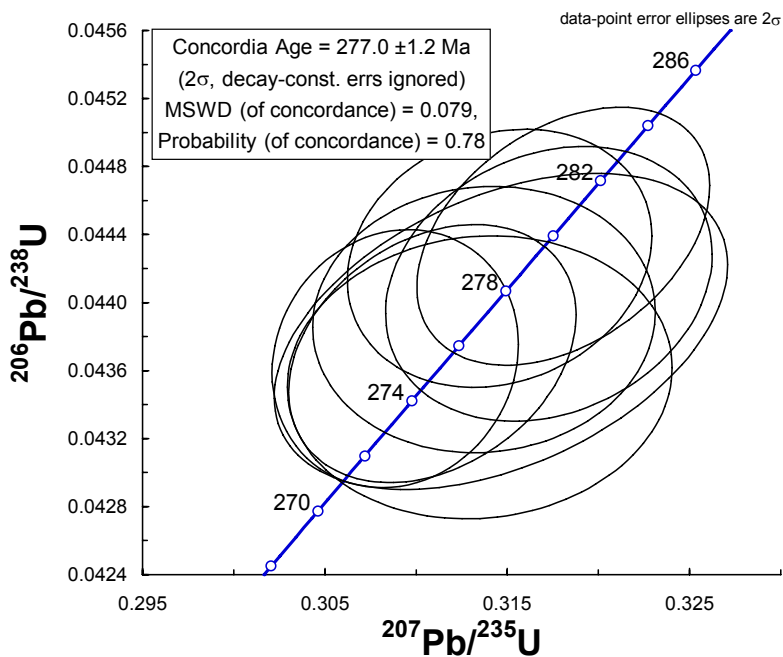
Discordance											ρ
Prøve	Lok.	Central (%)	Minimum rim (%)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1SE	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1SE	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1SE		
Medium-grovkornet type											
LEH0605_41	605	9.8	5.3	0.0512	0.0007	0.3062	0.00423	0.04372	0.00029	0.187	
LEH0605_63backend	605	-55.3	-52.1	0.07118	0.00097	0.70621	0.02044	0.07237	0.00155	0.936	
Cumuloporfyrisk type											
LEH0606_17	606	-19	-15.3	0.09314	0.00105	2.70618	0.03329	0.21112	0.00252	0.709	
LEH0606_21	606	-30.7	-8.2	0.05477	0.00078	0.33726	0.00483	0.04503	0.00033	0.229	
Medium-finkornig type											
LEH0609_13r	609	-23.7	-20.8	0.08195	0.00065	1.83585	0.01785	0.16313	0.00162	0.864	
LEH0609_13k	609	-19.9	-16.8	0.0872	0.00071	2.27074	0.02148	0.18939	0.00199	0.809	
LEH0609_bonus1_kjerne	609	-59.1	-56.5	0.07152	0.00091	0.65606	0.0142	0.06673	0.00087	0.86	
LEH0609_bonus1_kjerne2	609	-20.7	-1.6	0.05736	0.00108	0.51156	0.01365	0.06496	0.00073	0.902	
Medium-grovkornet type											
LEH0615_59	615	-1.2		0.05186	0.00066	0.31262	0.0042	0.04412	0.00031	0.348	
LEH0615_59r	615	-0.7		0.05185	0.00061	0.31365	0.0038	0.04422	0.00032	0.221	
LEH0615_69	615	-1.9		0.05211	0.00034	0.32477	0.00227	0.04555	0.00031	0.46	
Cumuloporfyrisk type											
990_47backend	990	-27.2	-23.4	0.0895	0.00115	2.20587	0.03833	0.17907	0.00253	0.761	
990_62	990	-65.2	-60.2	0.06461	0.00081	0.38909	0.00461	0.04402	0.0003	0.019	

Tabell 3. U-Pb data for de zirkonene med anomale verdier for Lu-Hf.

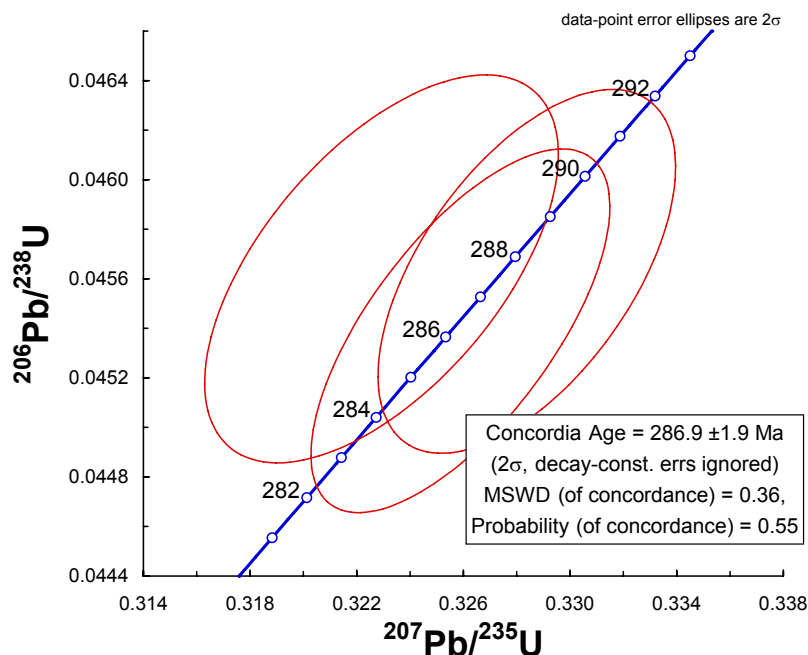
Dessverre har mange av kornene med anomalt lavt $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ så små nedarvede kjerner, at disse ble brukt opp under Lu-Hf analysen. Derfor er det færre potensielt nedarvede korn som kan dateres ved U-Pb. U-Pb dataene er vist i concordia diagram for å få alder på Drammensgranitten, og de nedarvete kornene:



Figur 10. Concordiplot av LEH 06-01, rapakivitype.



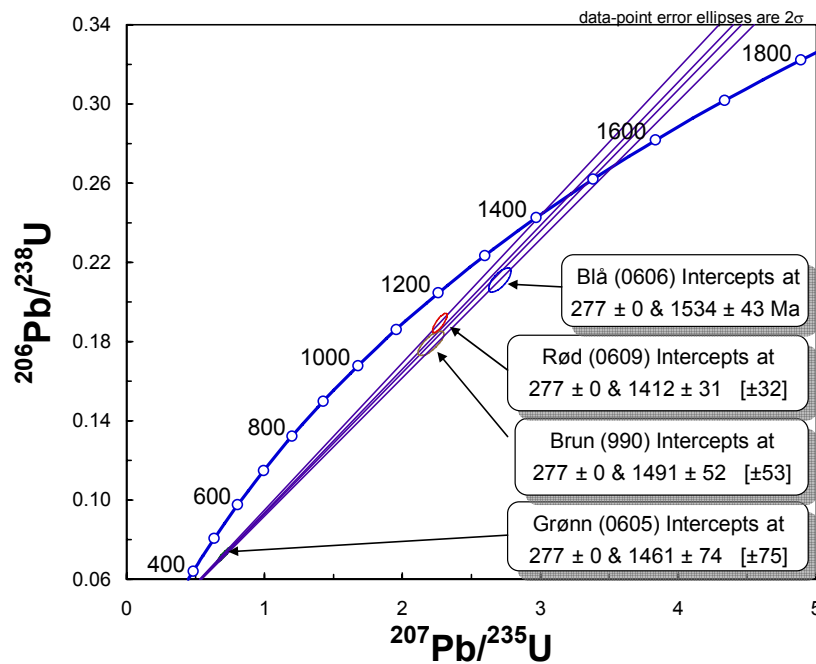
Figur 11. Concordiplot av LEH 06-10, middels-til grovkornet type.



Figur 12. Concordiaplott av LEH 06-04, middels- til finkornet type.

Disse tre intrusjonsfasene, er valgt ut på bakgrunn av observasjoner i tynnslip, og i felt. Det er mulig at yngre eller eldre intrusjoner er til stede i Drammensgranitten, men en systematisk gjennomgang av intrusjonshistorien i komplekset er utenfor denne oppgavens problemstilling. Av de daterte granitt-typene er aldersrekkefølgen: middels- til finkornet granitt: $286,9 \pm 1,9$ Ma (Fig. 12), middels- til grovkornet granitt: $277,0 \pm 1,2$ Ma (Fig. 11) og rapakivigranitt: $272,5 \pm 1,3$ Ma (Fig. 10). Den relativt høye alderen for prøve 4 av middels- til finkornet granitt er tilsynelatende i konflikt med tolkningen av aldersforholdene basert på feltrelasjoner (Trønnes and Brandon 1992).

I de zirkonene som har avvikende $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forhold, varierer zirkonene fra konkordante til 60 % diskordante (Tabell 3). Disse zirkonene varierer i $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ alder fra 256-1491 Ma. Den midlere alderen (277 Ma) er benyttet som forankringspunkt (nedre intercept) for kornene som har anomale $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forhold. Denne alderen blir valgt fordi det er den antatt midlere generasjonen av intrusjoner i komplekset. Usikkerheten på ± 10 Ma for forankringslinjene vil ikke påvirke de estimerte aldrene for det nedarvete materialet betydelig.

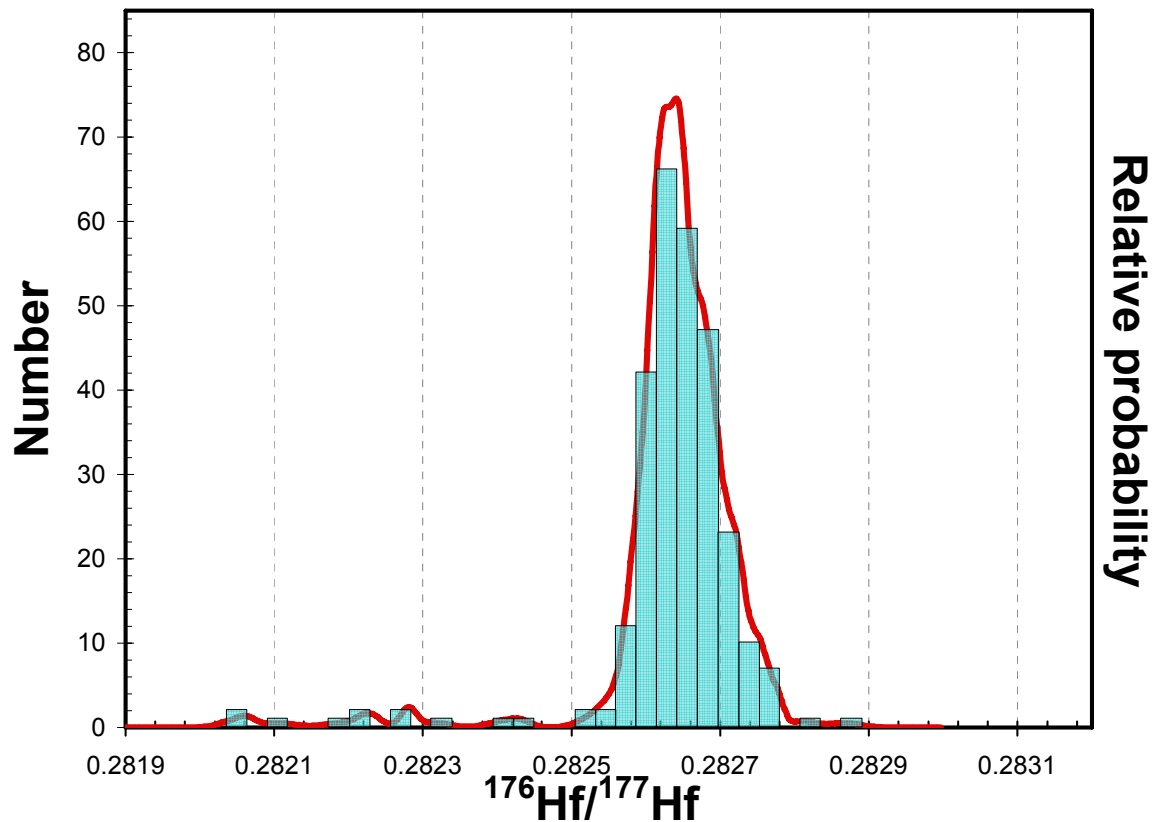


Figur 13. Concordiadiagram som viser de zirkonene det er funnet Hf verdier som ikke korrelerer med Drammensgranitten.

I concordia-diagrammet i figur 13 er U-Pb data for zirkoner som har avvikende Lu-Hf og U-Pb sammensetning, plottet sammen med discordialinjer fra et nedre intercept på 277 Ma. Øvre intercept for disse discordialinjene antyder dannelsesaldere omkring 1.4-1.6 Ga for de nedarvede zirkonene.

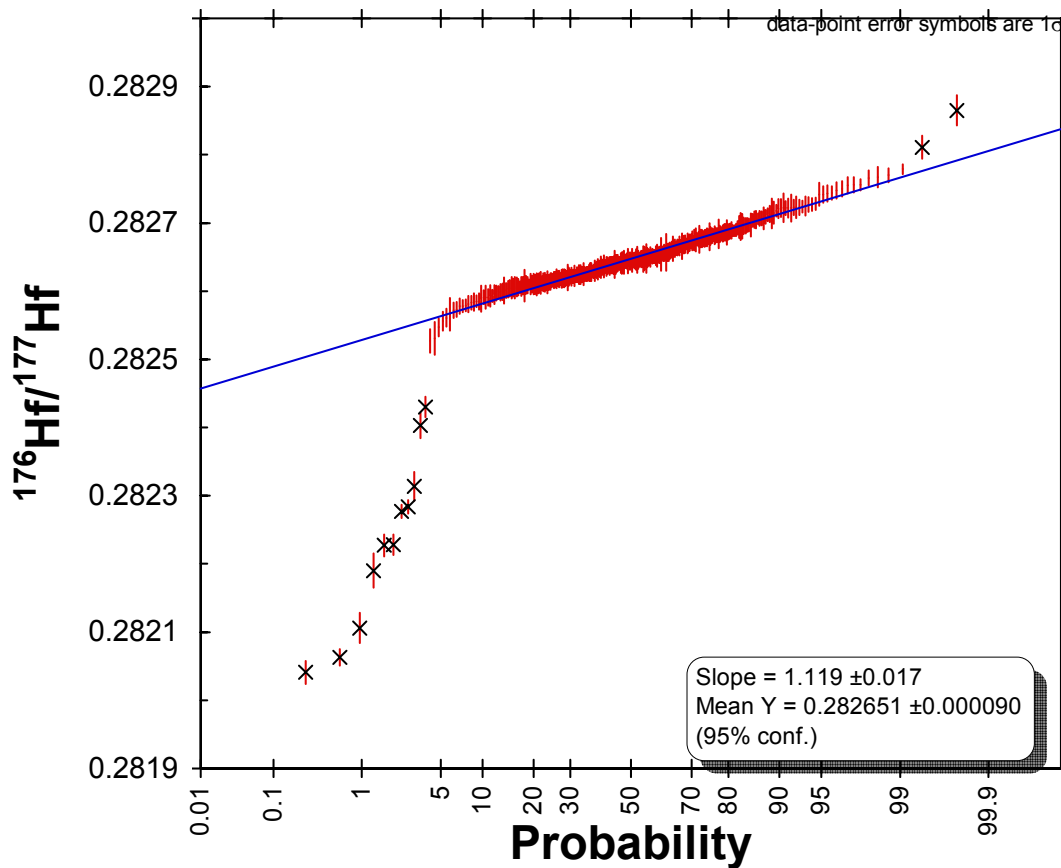
5. Diskusjon

5.1 Analyse av data



Figur 14. Kumulativt sannsynlighetsfordelingsdiagram som viser de forskjellige populasjonene i Drammensgranitten.

Total variasjonen i initielt $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ illustreres best hvis dataene blir plottet inn i et kumulativt sannsynlighetsfordelings diagram (Sircombe 2000). Dette er et histogram for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ omhyllt av en kurve som tar hensyn til usikkerheten i de enkelte målingene som er brukt til å konstruere histogrammet. Figur 14 viser at i tillegg til en hovedpopulasjon av magmatiske zirkoner med $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ rundt 0,28260 har flere mindre grupper med zirkoner med signifikant lavere $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

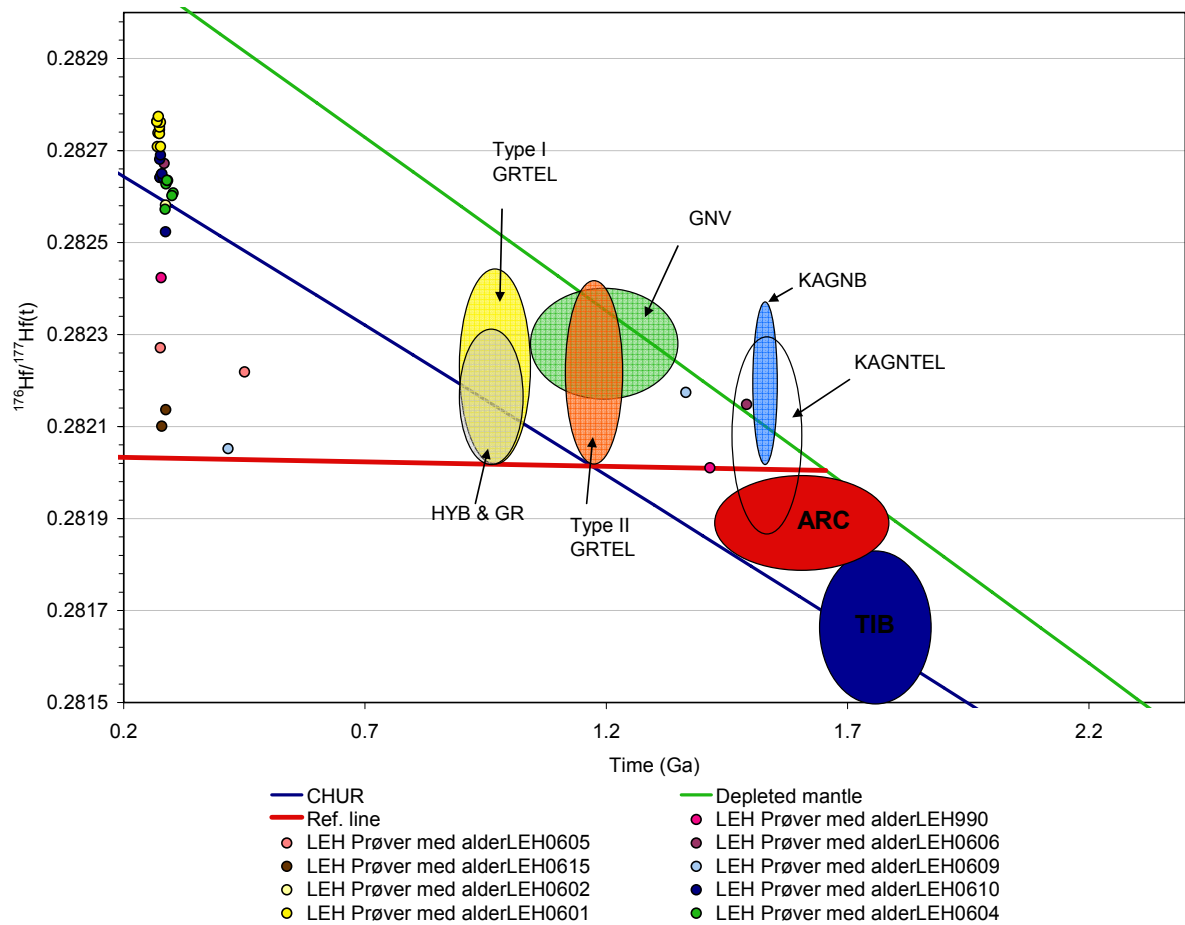


Figur 15. Lineært sannsynlighetsdiagram, viser den normale trenden i Drammensgranitten og hvor mange analyser som skiller seg ut fra denne.

Disse små populasjonene kommer enda tydeligere frem, når man plotter dataene i et lineært sannsynlighetsplott med en regresjonslinje. Da ser man tydelig de punktene som skiller seg ut fra den normale trenden i bergarten. De avvikende punktene vil da legges seg over eller under linja. Dette er korn som kommer fra en annen kilde enn den som ligger langs linja. Figur 15 viser at det er 12-14 enkeltanalyser, som har lavere verdier for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ og to som har høyere verdi i forhold til den normale trenden. De punktene som kan gi informasjon om eldre jordskorpekildersom har bidratt til Drammensgranitten er de 12 punktene som ligger under den normale trenden.

5.2 Kildene

De kornene som har både Lu-Hf og U-Pb data er vist i Figur 16, men flere av de avvikende kornene mangler gode U-Pb data:



Figur 16. Hf-isotopforhold mot alder for prøver som inneholder zirkoner med anomale $^{176}/^{177}\text{Hf}$ forhold. I diagrammet er det også felter som representerer mulige kilder for de anomale zirkonene.

TIB-Transscandinavian Igneous Belt

ARC-Gothiske kalk-alkaline rhyolitter

KAGNTEL-Kalk-alkaline gneisser fra telemark

KAGNB-Kalk-alkaline gneisser fra Bingen ved Hokksund

GNV-Gneisser fra Vrådal

Type I GRTEL-Type I granitter Telemark

Type II GRTEL-Type II granitter Telemark

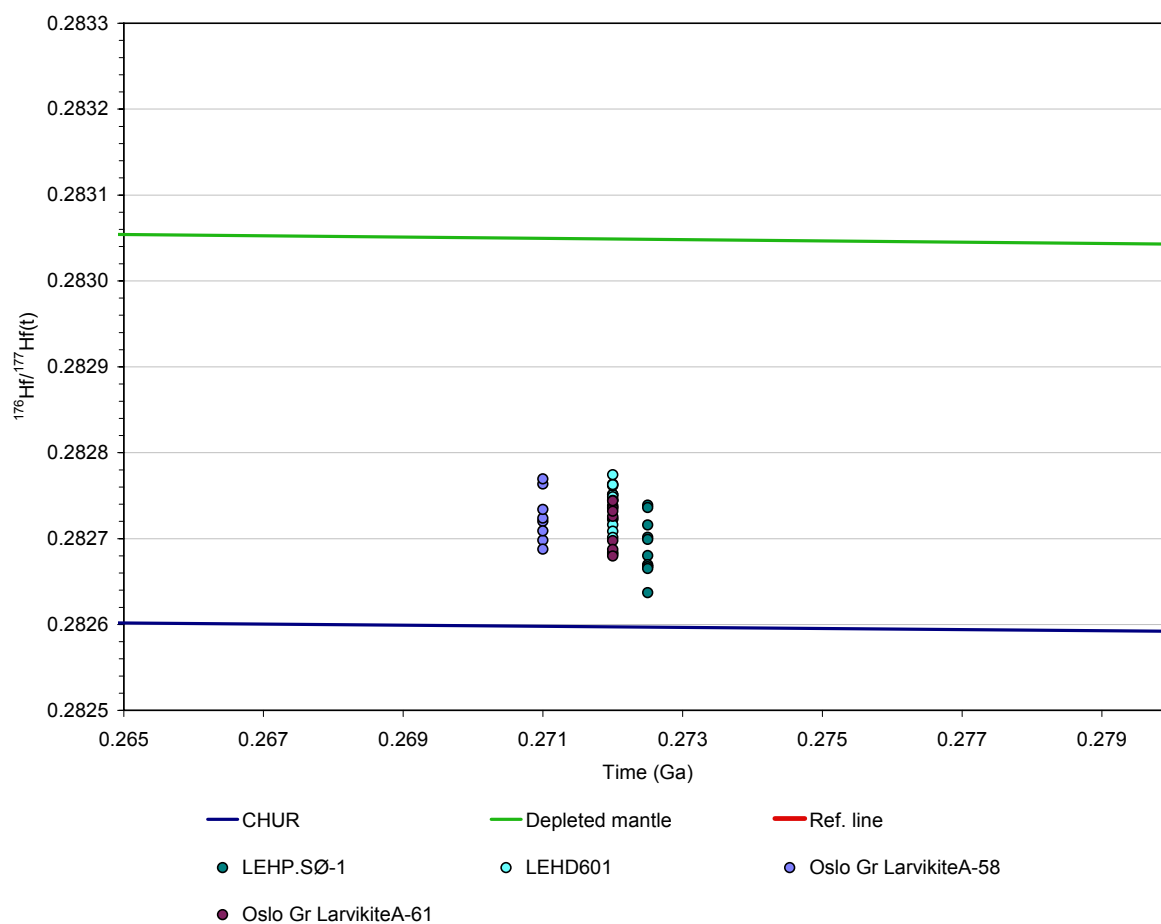
HYB & GR-Hybrider og granitter fra Vrådal

Referanselinja: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.001 \rightarrow t_D=1.655\text{Ga}$

Fig. 16 viser tidskorrigert $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mot alder ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -alder for zirkoner som er yngre enn 500Ma, og $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -alder for eldre zirkoner). Den grønne linja viser utviklingen depleted mantle med tid (DM, data fra Griffin et al., 2000) og den blå viser CHUR (Chondritic uniform reservoir, Blichert-Toft & Albarède, 1997). Den røde linja er en referanselinje som viser en mulig utvikling for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ for de zirkonene som har det laveste $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forholdet, (990_47) ved $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.001$. Ved å ekstrapolere langs denne linja tilbake til vekstkurven for DM finner man den maksimale modellalderen for disse zirkonene, som angir tiden da hafnium i zirkonen kan ha vært i Hf isotopisk likevekt med et globalt utarmet (depleted) mantelreservoar ("zircon model age"; Andersen et al., 2002). Disse zirkonene antyder en slik modellalder på 1655Ma. Dette vil si at de nedarvede zirkonene med lavest $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ har krystallisert fra smelter som i gjennomsnitt er ekstrahert fra en utarmet mantelkilde (DM, Depleted Mantel) ved dette tidspunktet.

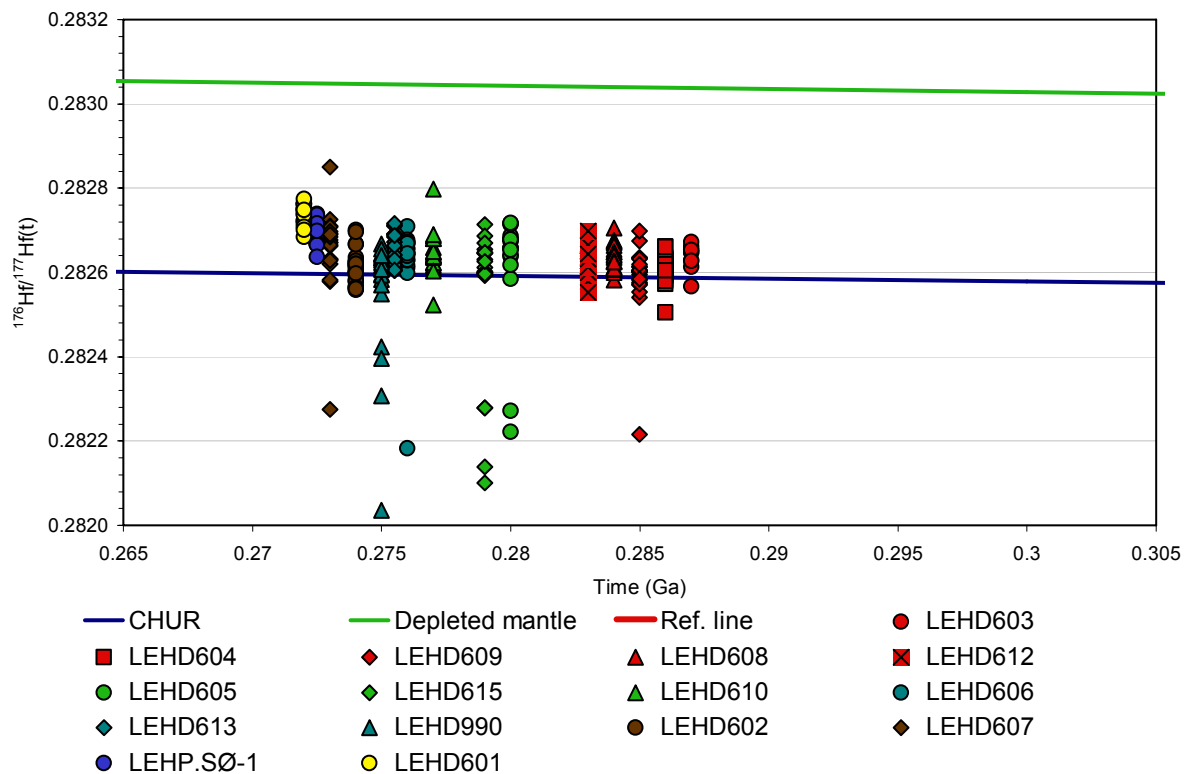
Videre danner denne linja en undre grense for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ i kildebergartene for de nedarvede zirkonene. Mulige kilder for nedarvede zirkoner kan derfor evalueres ved å sammenligne dataene fra denne undersøkelsen med Hf-isotopdata fra potensielle prekambriske kildebergarter (Andersen et al., 2002, 2004, 2007). Bergarter som plotter vesentlig under den røde referanselinja i Fig. 16 kan utelukkes som mulige kilder for nedarvede zirkoner, da så lave $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ikke er observert i Drammensgranitten. Slike usannsynlige kilder omfatter Paleoproterozoiske granitter som svarer til "TransScandinavian Igneous belt" (TIB) i alder og Hf-isotopforhold og de fleste gotiske kalk-alkaline rhyolitter og granittoider i Kongsberg-Marstrand blokka (Andersen et al., 2004). Kildene som ligger over referanselinja er derimot mulige kandidater for det nedarvete materialet. De mest sannsynlige kildene er sen-gothiske kalk-alkaline gneisser fra Kongsberg-komplekset ("Bingen" i Fig. 16 ut fra prøvelokalitet ved Hokksund undersøkt av Andersen et al., 2004), tidlig-svekonorvegiske granittiske gneiser fra Telemark (Andersen et al., 2007) og gruppe II granitter fra Telemark (Andersen et al., 2002). Det neste skrittet, vil derfor være å finne ut hvilke av disse som er den mest sannsynlige kilden. For å begrense disse mulighetene, må man trekke inn data fra andre isotopsystemer.

5.3 Lu-Hf utvikling med tid



Figur 17. Hf-isotopforhold mot alder for rapakivigranitten og P.Sø-1 og larvikitter fra (ref.). Alderen for larvikittene er tatt fra Sundvoll (1990).

Fra figur 17, ser man at rapakivien og larvikitten er sammenfallende i alder og $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forhold. Dette kan komme av at de to bergartstypene er dannet fra samme DM kilde, eller det kan være en tilfeldighet. Det finnes foreløpig data fra to prøver fra Sande-Plutonen (Andersen, pers. komm.), så dette materialet er noe tynt.



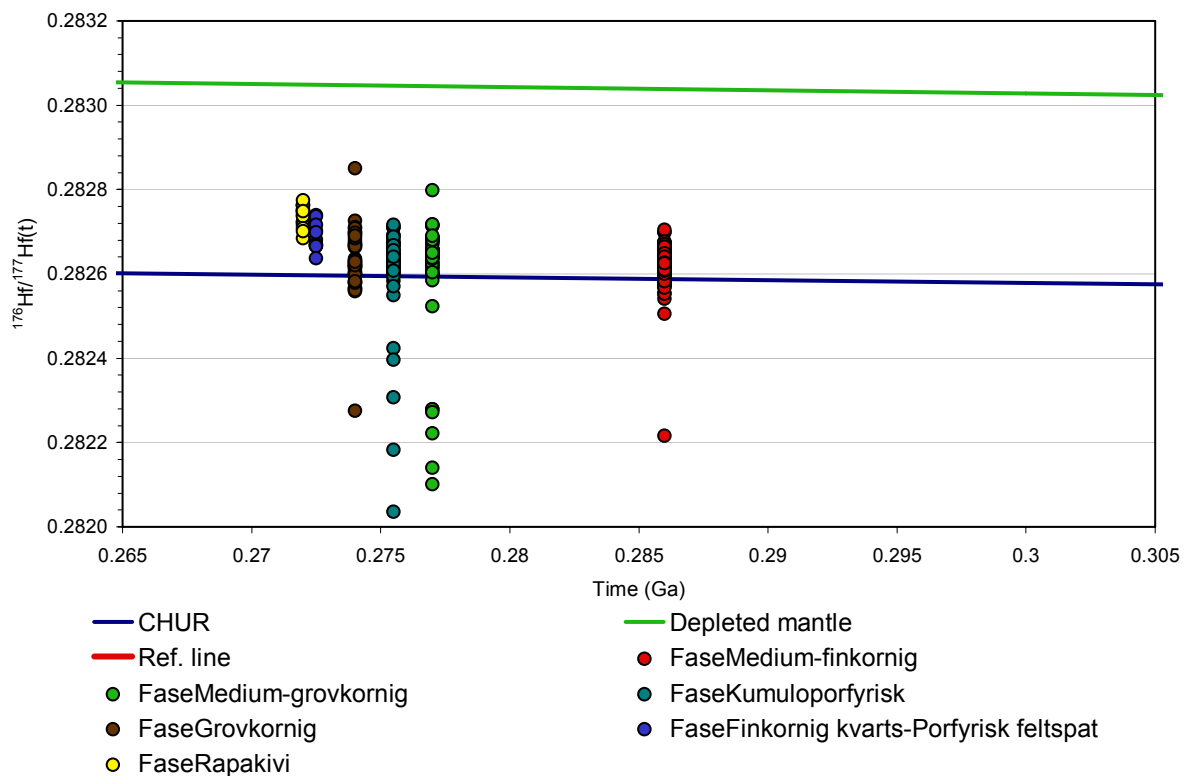
Figur 18. Hf-isotopforhold mot alder for alle prøvene fra Drammensgranitten. Noen av prøvene er vist med påtvunget separasjon langs tidsaksen for å gjøre figuren klarere.

Hvis prøvene fra Drammensgranitten hadde vært fra en "ren" DM kilde ville prøvene ligget langs den grønne linja i grafen. Men fra grafene ser man at prøvene ligger rett over den blå linja som definerer CHUR. Dette tyder på: 1) en avikende litosfærisk mantelkilde, eller 2) kraftig og nokså ensartet kontaminasjon med gammelt jordskorpematerialet, eller 3) en kombinasjon av disse to.

De ulike prøvene i Drammensgranitten i antatt krystallasjons rekkefølge, ut fra datering ved U-Pb og feltrelasjoner:

Utgangspunktet er de tre prøvene som er datert LEH 06-01, -04 og -10. Medium-finkornig er den eldste daterte intrusjonen og medium-grovkornig er har en midlere alder av de daterte, og i Trønnes og Brandon (1992) er denne intrusjonsfasen samtidig med den kumuloporfyriske og grovkornige. Det er i denne undersøkelsen funnet undulerende kvartskorn fra den medium-finkornige, medium-grovkornige og den kumuloporfyriske fasen, men det er ikke funnet i den grovkornige fasen i dette området. Man kan derfor anta at den grovkornige fasen er relativt yngre enn de tidligere nevnte, noe som går i mot den intrusjons historien som blir fremsatt i Trønnes og Brandon (1992), som antar at de

grovkornige, medium- til grovkornige og kumuloporfyriske fasene er de tidligste fasene i Drammensgranitten. Det er funnet undulerende utslukkning i den grovkornige fasen i prøve LEH 06-02 og 10-90 (fra samme område), men dette kommer sannsynligvis av intrusjonen av rapakivigranitten. Rapakivigranitten er den yngst daterte fasen, den skjærer inn i den grovkornige fasen likeledes med den finkornig kvarts-porfyrisk feltspat fasen, denne er ikke datert, men i Trønnes og Brandon (1992) er det konkludert at denne er yngre enn den grovkornige fasen. Derfor er den plassert i tid mellom den grovkornige fasen og rapakivi fasen. Den fordelingen som er gjort i figur 18 stemmer ikke helt, ettersom flere prøver har samme alder innenfor usikkerheten, men for at man skal kunne se prøvene hver for seg er de gitt forskjellig alder. Utviklingen kan sees litt bedre hvis de forskjellige prøvene vises som deres respektive intrusjonsfaser.



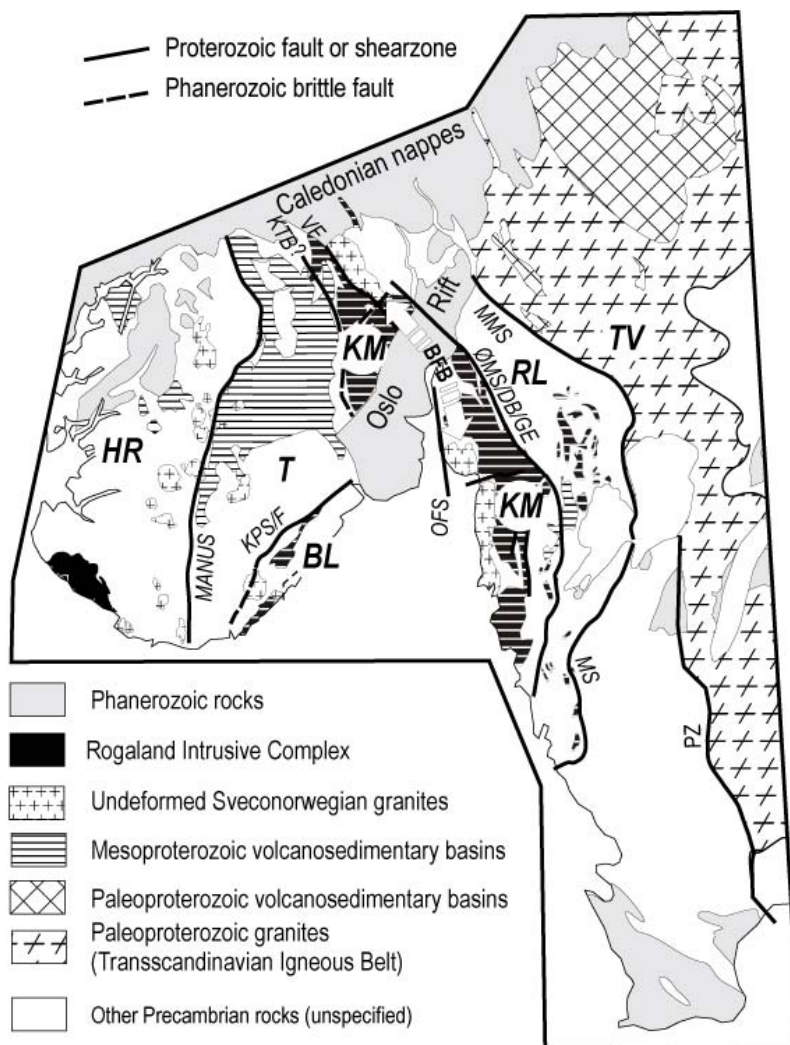
Figur 19. Hf-isotopforhold mot alder for de forskjellige intrusjonsfasene plottet opp mot hverandre for å se på batolittens utvikling.

Hvis vi plotter tidskorrigert $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ for de forskjellige intrusjonsfasene i Drammensgranitten mot antatt intrusjonsalder ser vi at maksimalverdiene øker med avtakende intrusjonsalder. En slik utvikling er ikke mulig ved akkumulasjon av radiogent ^{176}Hf i et lukket system med homogent initielt $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forhold og konstant Lu/Hf forhold, de yngre smeltevolumene må ha større bidrag av radiogent Hf enn de tidligere, for eksempel fra en DM liknende kilde. Trønnes og Brandon (1992) fant at ϵSr og ϵNd viser til at opprinnelsen til Drammensgranitten er fra en MDM (Mildly Depleted Mantle) kilde, med en minimal kontaminasjon av eksisterende skorpe. Dette kan også forklare hvorfor det bare er funnet nedarvede zirkoner i de eldre intrusjonssekvensene av granitten. I de yngre har disse zirkonene antakeligvis blitt helt smeltet før magmaet krystalliserte.

Det er tydelig at det har vært en miksing av to eller flere komponenter i Drammensgranitten. For å finne ut hvor mye mantel bidrag man har, må man ser på maksimalverdien for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, og ikke gjennomsnittsverdien i prøven. Etter hvert som smelten har krystallisert ut, har smelten forandret blandingsforhold, slik at rapakivitypen, som er den yngste av de tre daterte intrusivfasene i Drammensgranitten har den høyeste maksimalverdien for $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Hvis man sammenlikner Hf isotopdata fra rapakivi-varianten i Drammensgranitten, og foreliggende data fra larvikitt fra Sande-plutonen (Andersen, pers. komm.) finner man en tilsynelatende overlapp i $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$.

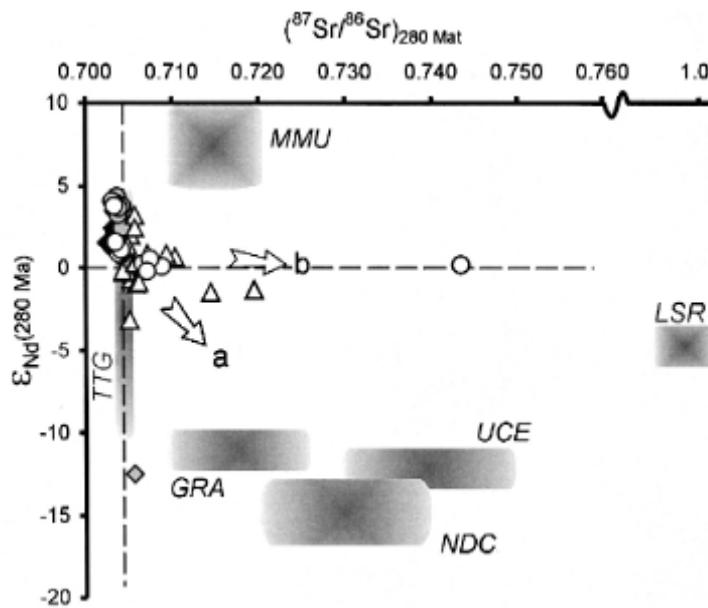
5.4 Rb-Sr

For å finne ut hvor det nedarvete materialet stammer fra, må vi også ta hensyn til informasjon fra andre isotopsystem enn Lu-Hf. Betydelige mengder med Rb-Sr-isotopdata er tilgjengelig for grunnfjellskompleksene i Sør-Norge, de fleste magmatiske bergartstypene i Oslofeltet, og for selve Drammensgranitten (Trønnes og Brandon, 1992).



Kart 7. Viser Sør-Norge, og de mulige kontaminasjonskildene til Drammensgranitten.

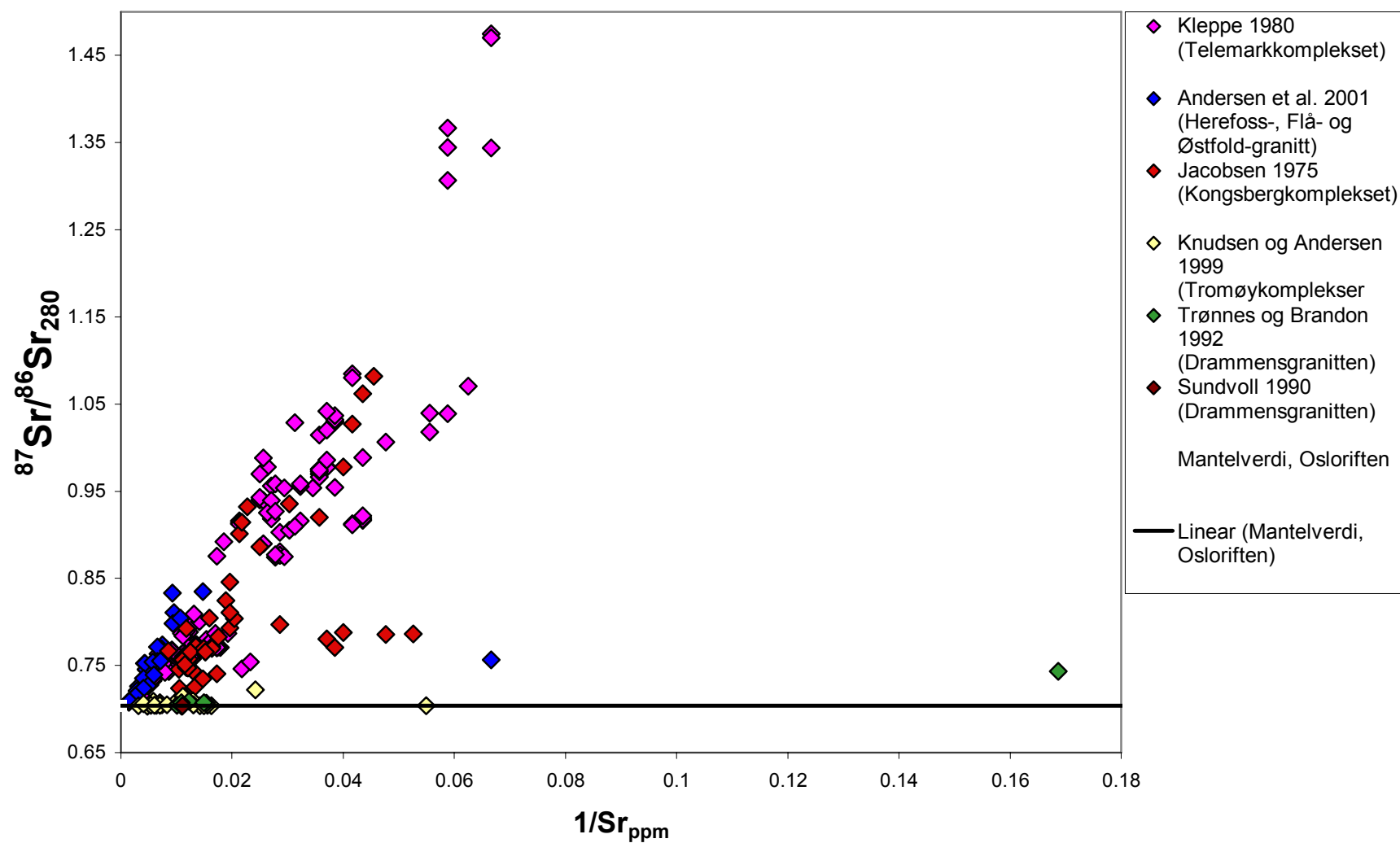
De mulige kildene til det nedarvete materialet må komme fra et sted i nærheten av Drammensgranitten. Mot vest har vi Kongsberkomplekset, Telemarkkomplekset, Bamblekomplekset, Tromøykomplekset, og mot øst har vi Østfold-Akershuskomplekset.



Figur 20. Mulige kilder til det kontaminerte materialet (fra Andersen og Knudsen, 2000). Forkortelsene for de grå feltene er: MMU-Mantle-derived; Mafic Underplate; TTG-Tonalite, Trondhjemite and Granodiorite; GRA-Granite; LSR-Low Sr crust; UCE-Upper Crust-East; NDC-Normal Deep Crust Oslo Region mafic rocks. Punktsymboler for Oslofeltbergarter: Svarte og grå er h.h.v. mafiske og intermediære intrusjoner og lavaer og åpne trekanten er syenitter (alle fra Neumann et al., 1988); åpne sirkler: biotittgranitter (Trønnes and Brandon, 1992).

Andersen og Knudsen (2000) antok ut fra data fra Trønnes og Brandon (1992) at den største forandringen i $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ er i Drammensgranitten (sirkler), og bare kan bli forklart med at et mantelderivert magma i Drammensgranitten har blitt kontaminert med et jordskorpematerial med høy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ved moderat negativ ϵ_{Nd} . Det vil si med LSR (Low Sr Crust) komponenten, som har en ensartet anrikning av LILE (Large Ion Lithophile Element), men en sterkt negativ anomali i konsentrasjonen av Sr. LSR bergarter er karakterisert ved unormalt høyt Rb/Sr forhold, og dermed et (svært) høyt, tidsakkumulert $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ forhold. Slike bergarter er fra Rjukan- og bandakgruppe type rhyolitter, metasedimenter og lav-Sr granittiske gneisser fra Telemark- og Bamblesektorene og gruppe 2 granitter i Telemark. Fra figur 20 sees det tydelig at Drammensgranitten (sirkler) trekker ut mot LSR (pil b.) (Andersen og Knudsen 2000). Dette støtter de funnene som er gjort i denne undersøkelsen av den sørlige delen av Drammensgranitten. Det er mulig at de nordlige delene av granitten inneholder kontaminanter fra andre kildeområder, for eksempel fra kalkalkaline gneisser i Kongsberg-Marstrands blokken.

Rb-Sr data for mulige kilder finnes i tidligere hovedfagsoppgaver ved Universitetet i Oslo og i publiserte artikler. For Telemarkkomplekset og Kongsbergkomplekset finnes det Rb-Sr data i Kleppe (1980), Jacobsen (1975) og Jacobsen og Heier (1978). Tilsvarende data for Tromøykomplekset er publisert av Knudsen og Andersen (1999) og for Herefoss-, Flå- og Østfold-granittene av Andersen et al. (2001).



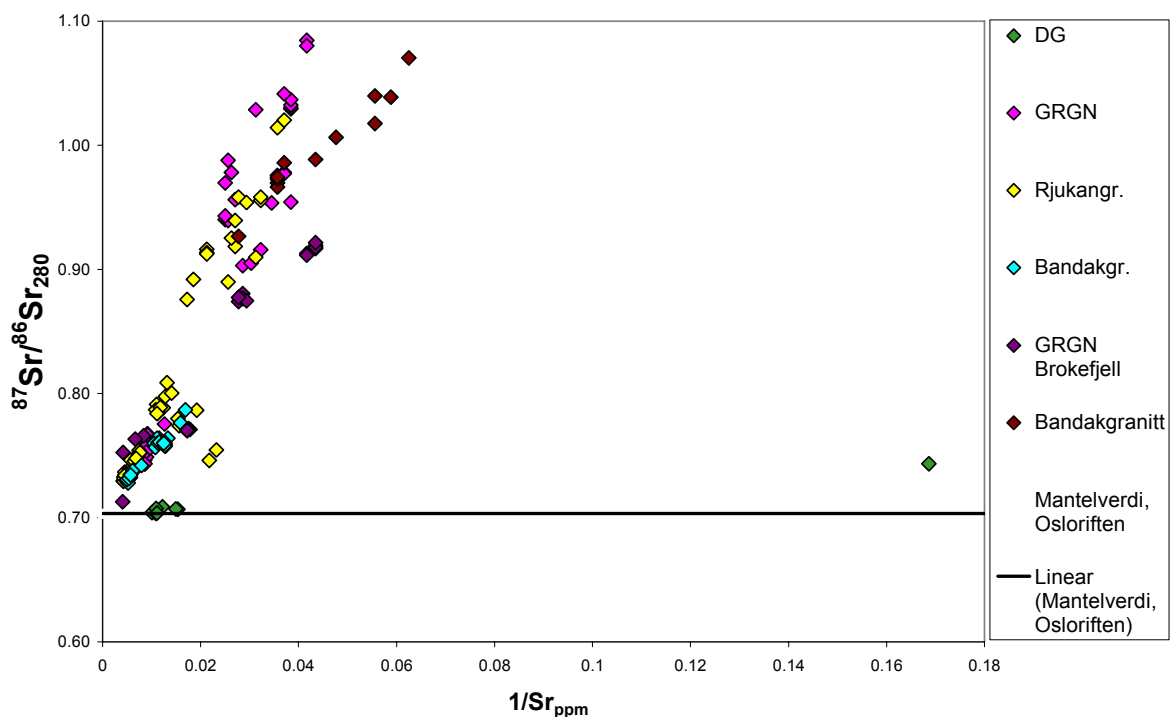
Figur 21. $1/Sr_{ppm}$ mot $^{87}Sr/^{86}Sr_{280}$ for Drammensgranitten og for kildene til kontaminasjonen i Drammensgranitten. De punktene med lik farge representerer forskjellige grupper og bergarter innenfor samme kompleks. Heltrukken svart linje markerer initialforholdet $^{87}Sr/^{86}Sr_{280}$ i de mantelderiverte bergartene i Osloriften (MDM, Neumann et al. 1988).

Krystallisasjon av plagioklas og alkalifeltspat fra en granittisk smelte vil heve Rb/Sr-forholdet i smelten fordi Rb og Sr er henholdsvis ekskludert og inkludert i feltspat. Den sørlige delen av Drammensgranitten har høyere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ -forhold enn det dominerende kildematerialet for Oslo-riftens mantel-deriverte bergarter (Neumann et al. 1988; Trønnes and Brandon, 1992).

Alle de mulige skorpekontaminantene i Fig. 21 har et høyere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ -forhold enn den permiske mantelkildeverdien på ca. 0.7035 (horisontal linje), men noen av disse er ikke mulige kilder av andre grunner:

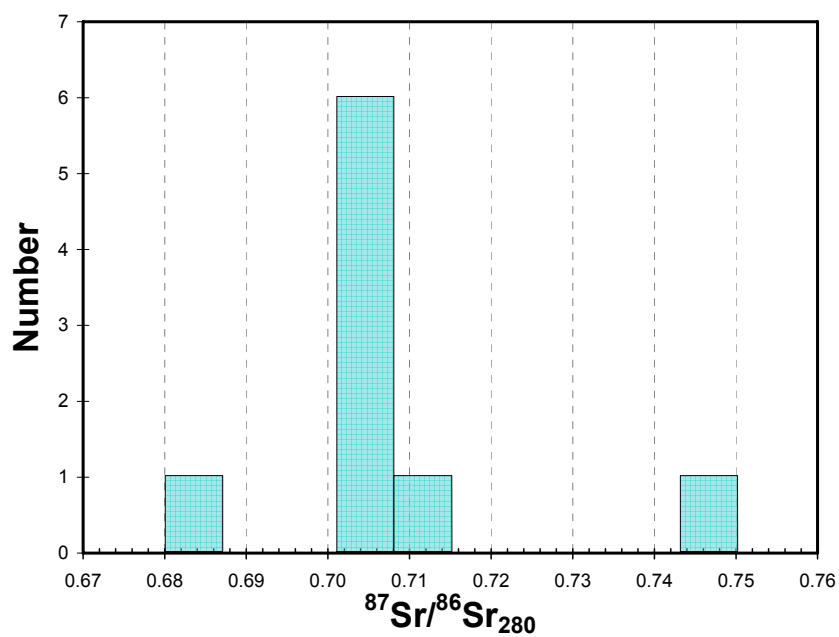
- Kongsbergkomplekset vil gi en TTG type kontaminasjon. Andersen et al. (2004b) har undersøkt Mykle larvikitt og porfyrisk syenitt. Der er det spor av kontaminasjon i form av en mindre forskyvning mot lavere ϵ_{Nd} . Inn i TTG-feltet i figur 20 (Andersen og Knudsen 2000).
- Tromøykomplekset representerer rester av en øybue (Andersen og Knudsen 1999). Det finnes ingen bevis på at den har noe utbredelse i skorpen og er bare i kontakt med Bamblekomplekset.
- Herefoss-, Flå- og Østfold-granittene har alt for lave verdier av $1/\text{Sr}_{\text{ppm}}$ til å kunne representere en mulig kilde til Drammensgranitten.

Dette gjør at vi står igjen med Telemarkkomplekset:

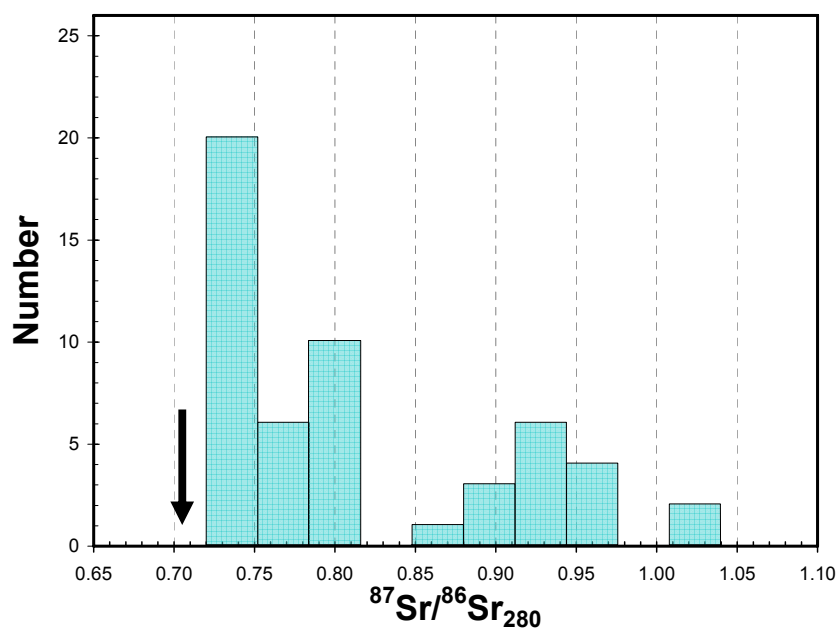


Figur 22. $1/Sr_{ppm}$ mot $^{87}Sr/^{86}Sr_{280}$ for de forskjellige delene av Telemarkkomplekset fra Kleppe (1980). DG-Drammensgranitt, GRGN-granittiskgneiss, Rjukangr.-Rjukangruppen, Bandakgr.-Bandakgruppen, GRGN Brokefjell-Granittiskgneiss fra Brokefjell.

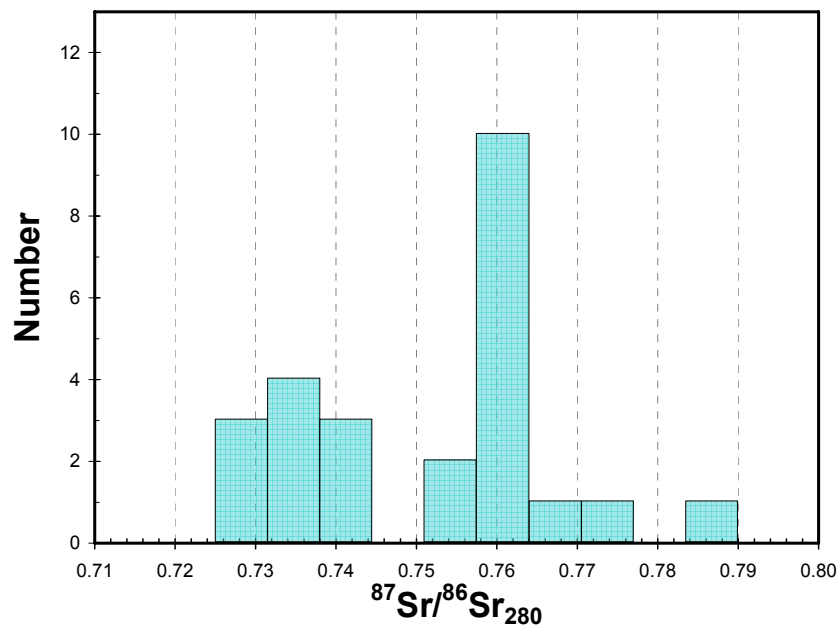
Fra figur 22 er det mest sannsynlig at kontaminasjonen kommer fra Bandak- eller Rjukangruppen. For å kunne se om man kan skille disse fra hverandre er $^{87}Sr/^{86}Sr_{280}$ satt opp i fordelingsdiagram (Fig. 25-25).



Figur 23. Fordelingen av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ i Drammensgranitten.



Figur 24. Fordelingen av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ i Rjukangruppen, svart pil viser hvor Drammensgranitten ligger.



Figur 25. Fordelingen av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ i Bandakgruppen. Den svarte pilen ligger ututenfor figurens målestokk.

I figur 23 er innholdet av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ forholdet for Drammensgranitten vist. De mulige kildene er vist i figurene 24 og 25 der den svarte pilen markerer Drammensgranittens $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ forhold ved 280 Ma. Rjukan- og Bandakgruppen kan ikke skilles noe mer fra hverandre, begge har omtrent det samme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ forholdet, så disse kan ha kontaminert Drammensgranitten med ulike mengder kontaminant.

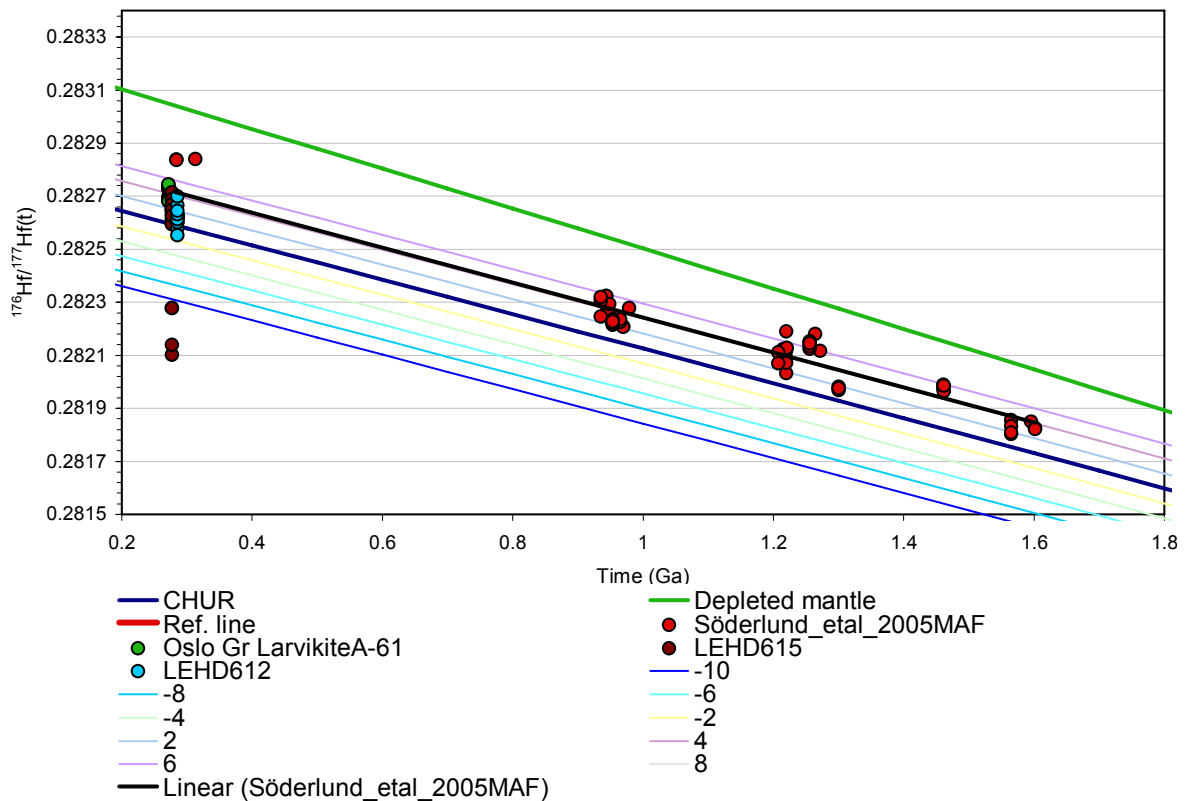
Relativ alder	Fase	Prøve	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$
	c	G4	0.70382
		G7	0.70408
	m-c	M9	0.70661
	cum	GI1	0.70884
		GI3	0.70746
		GI4	0.70712
	m-f	M5	0.74342
		M6	0.05971

Tabell 4. Utviklingen av $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{280}$ i Drammensgranitten i forhold til intrusjons historie. Data er tatt fra Trønnes og Brandon (1992) og satt i deres foreslåtte alders rekkefølge. Trønnes og Brandon (1992) antar hydrotermal omvandling for M6 og M5. M5 har enten mistet Rb, eller tatt opp radiogent ^{87}Sr eller begge deler. M6 derimot har mistet radiogent ^{87}Sr eller tatt opp Rb, som synes å være det vanlige ved slik hydrotermal omvandling.

Analysen ovenfor støtter Andersen og Knudsen's (2000) antakelse om at LSR bergarter har vært kontaminanter i Drammensgranitten, men analysen ovenfor viser også at det er mesoproterozoiske bergarter som Rjukan- eller Bandakgruppene eller tilsvarende, som er de mest sannsynlige kontaminantene.

5.5 Utviklingshistorie

Trønnes og Brandon (1992) konkluderte med at Drammensgranitten i hovedsak er dannet ved differensiasjon av et mantelderivert basaltisk magma, med en MDM (Mildly Depleted Mantle) signatur i Sr og Nd isotoper. Global depleted mantel (DM) vil ha $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28310$ ved 280 Ma, som er klart høyere enn de maksimale $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ verdiene observert i denne undersøkelsen.



Figur 26. Punktene fra Söderlund (2005), røde punkter, er plottet opp med en trendlinje (har valgt å ta bort et punkt "Horshallen" ettersom denne analysen avviker kraftig fra de andre). Har også lagt til Larvikitt, grønne punkter og Drammensgrunn, brune og blå punkter. Har bare tatt et utvalg av disse for å ikke få en uforståelig klump. Det er også lagt til ϵHf linjer med et intervall på 2.

Söderlund et al. (2005) analyserte totalbergarter og badelleyitter fra flere grupper av mafiske intrusjoner fra Fennoskandia, med aldre mellom ca. 1500 Ma og Oslofelt-alder. Disse mafiske intrusjonene plottes langs en nokså veldefinert linje i et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ mot tid diagram, så å si parallelt med CHUR med gjennomsnittlig epsilon Hf=+4. (Fig. 26). Söderlund et al. (2005) tolker denne kurven som å representere et regionalt, lithosfærisk mantelvolum under Fennoskandia eller som et resultat av kontaminasjon av DM smelter med materiale fra en slik lithosfærisk mantelkilde. De få zirkonene fra larvikitter i Oslofeltet som hittil er analysert har initialforhold på denne kurven (Andersen, pers. komm.), og zirkonene fra Drammensgranitten danner en trend fra kurven mot lavere $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ forhold. Kurven fra Söderlund et al. (2005) kan godt representere Lu-Hf utviklingen av en "mildly depleted mantle" (Trønnes & Brandon, 1992). Dette reservoaret kan imidlertid ikke forklare hele det observerte variasjonsmonstret uten at en komponent med uradiogent Hf og materialet med en lang skorpehistorie må ha bidratt i tillegg, som vist ovenfor.

Diskusjonen ovenfor viser at skorpemateriale av den typen vi finner i overflaten i sentrale deler av Telemark er den mest sannsynlige kandidaten til en slik kontaminant. Slikt materiale kan ha kommet i kontakt med en fraksjonerende, mantelderivert smelte på to måter:

5.5.1 TCT (Telemark Craton Tongue)

Det at det er metarhyolitter fra Rjukangruppen som er den mest sannsynlige kilden til kontaminasjonen av Drammensgranitten, underbygger teorien til Lie (1993) om at bergarter som svarer til Telemarkkomplekset ligger som en tunge under Osloriften. Hvis et mafisk, mantel-derivert magma intruderer i en relativt tørr kilde av denne typen jordskorpe nær skorpe-mantel overgangen vil vi kunne få partiell oppsmelting under vannundermettede forhold. Ved 0-3 % vann vil ca. 33 wt% oppsmelting av en bergart bestående av kvarts og feltspat ved 800 MPa og 920°C gi smeltesammensetninger som vist i tabell 5 (fra Holtz et al., 2001)

Pressure (MPa)	Normative Oz-Ab-Or	Water content (wt%)	Temperature (°C)	Source of data ^a	Remarks
200	35/39/26	n.d.	685	1	Wat.-sat.
200	36/39/25	5.8	685	2, 3	Wat.-sat.
200	35/36/29	3.6	775	2, 3	CO ₂
200	35/34/31	2.3	830	2, 3	CO ₂
200	34/n.d./n.d.	1.0	925	This study	Fluid-absent
500	31/47/22	9.9	645	2, 3	Wat.-sat.
500	32/43/25	5.9	735	2, 3	CO ₂
500	32/40/28	4.3	790	2, 3	CO ₂
500	32/35/33	1.0	990	4	Fluid-absent
800	29/37/34	1.0	1,050	This study	Fluid-absent

Tabell 5 sammensetning (normative forhold), temperatur ved likvidus, og vanninnholdet ved minimums og eutektikums punktene i systemet Qz-Ab-Or-H₂O-(CO₂) n.d.

a) Datakildene er: 1. Tuttle and Bowen (1958), 2. Holtz et al. (1992), 3. Holtz et al. (1995), 4. Becker et al. (1998) og denne studien. Dette er tabell 5 i Holtz et al. (2001).

De eksperimentelle resultatene som er oppsummert i tabell 5 viser at jo lavere vanninnhold, jo mer kalium-rik blir smelten. Ved 500 MPa og et vanninnhold på 9,9 wt% er det normative innholdet av Or (Orthoklas) på 22%, mens det for et vanninnhold på 1,0 wt% øker til 33%. Datene ved 500 og 800 MPa gjør at vi kan estimere effekten av økt trykk på sammensetningen av minimum, ved konstant vanninnhold. Mot økene trykk vil Qz (kvarts)

innholdet i en vannundermettet minimumssmelte minke ved en omtrentlig konstant Ab/Or (albitt/orthoklas) forhold, ved økende trykk (Holtz et al. 2001).

5.5.2 TMC (Telemark Middel Crust)

Bergarter med "LSR" karakter kan også finnes lokalt i det prekambriske basement innenfor selve Osloriften. Slike bergarter er imidlertid hittil ikke påvist øst for grensen mellom Telemark og Kongsberg-Marstrand blokkene. Hvis slike bergarter har vært tilstede lokalt vil både tilstedeværelsen av nedarvede zirkoner og variasjonene i sammensetning av de magmatiske zirkonene kunne forklares ved direkte kontaminasjon, eller ved blanding med anatektiske smelter dannet lokalt i sidebergartene omkring magmakammere i midtre eller dyp jordskorpe.

Smelten har da steget opp igjennom de underliggende lagene, og det har skjedd en oppsmelting av Telemarkskorpen da denne kom i kontakt med smelten. Og vi har på denne måten fått tilført de nedarvede zirkonene og kontaminasjonen.

6. Konklusjon

Det er funnet nedarvete kjerner i zirkonene fra Drammensgranitten, men bare i de eldre intrusjonsfasene. Disse kjernene har blitt analysert for Lu-Hf og U-Pb ved hjelp av en LA-MC-ICPMS. I analysene ble deres Hf-isotopforhold og alder funnet. Kjernene kan dateres tilbake til ca. 1.5 Ga, og de har et hafniumforhold på 0,28204 til 0,28243. Den høye alderen betyr at kjernene er mye eldre enn den 280 Ma gamle Drammensgranitten.

Hafniumisotopdataene gir ikke noe endelig svar på hvor disse nedarvete kjernene har sin opprinnelse. En sammenstillig publiserte Sr-isotop- og konsentrasjonsdata fra ulike deler av grunnfjellet i Sør-Norge og fra Drammensgranitten kan skorpebidragene til Drammensgranitten med høy sannsynlighet spores tilbake til metarhyolitter i Telemark-komplekset eller tilsvarende ca. 1500Ma bergarter. Dette blir støttet, av at komplekset har en alder som svarer til de nedarvede kjernene funnet i Drammensgranitten.

Dette skorpebidraget fra bergarter som tilsvarer Telemarks-suprakrustalene kan forklares på to måter: 1. At deler av Telemarkskomplekset ble presset under kontinentalskorpen lenger øst under den Sveconorvegiske (1,2-0,9 Ga) orogenesen. Komplekset strekker seg som en tunge i dypskorpen mot øst. 2. Bergarter med "LSR" karakter kan også finnes lokalt i det prekambriske basement innenfor selve Osloriften.

Under dannelsen av Osloriften (300 Ma) ble det introdusert et magma med DM signatur i kontaminasjonsskorpen og førte til partiell oppsmelting av denne. Den partielle oppsmeltingen førte til at elementer fra kilden gikk inn i DM smelten og disse ble blandet. Zirkonene fra kontaminanten ble ikke helt smeltet, men ble bygget videre på når smelten steg opp i skorpen og krystalliserte på 5-15 km dyp.

Denne kontaminasjonsprosessen gjorde at Drammensgranitten, som en av de første intrusjonene i Osloriften, ble kaliumrik og svakt peraluminøs til forskjell fra de fleste andre intrusjonene i riften. De senere intrusjonene, ble alkaline i sammensetning. Dette skjedde sannsynligvis på grunn av at Drammensgranitten brukte alt av H₂O som var tilgjengelig (Winter 2001), og derfor kunne det ikke bli noe mer oppsmelting av tungen, og ingen tilførsel av kontaminanter til de senere intrusjonene i Osloriften.

7. Referanser

Andersen T., Andresen A. and Sylvester A.G., (2001) Nature and distribution of deep crustal reservoirs in the southwestern part of the Baltic Shield: Evidence from Nd, Sr and Pb isotope data on late Sveconorwegian granites. *Journal of the Geological Society, London*, Vol **158**, 253-267.

Andersen T., Frei R., Sørensen H. and Westphal N. L., (2004) The occurrence of porphyritic syenite at Lake Mykle, the Oslo Rift – a possible derivative of larvikite. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin* **442**, 23–28.

Andersen T., Griffin W. L., Jackson S. E., Knudsen T. L. and Pearson N. J., (2004) Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield. *Lithos* **73**, 289-318.

Andersen T., Griffin W. L. and Pearson N. J., (2002) Crustal evolution in the SW part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *Journal of petrology*, Vol. **43**, No. 9, 1725-1747.

Andersen T. and Knudsen T.-L., (2000) Crustal contaminants in the Permian Oslo Rift, South Norway: constraints from Precambrian geochemistry. *Lithos* **53**, 247-264.

Andersen T., Laajoki K. and Saeed A., (2004) Age, Provenance and tectonostratigraphic status of the Mesoproterozoic Blefjell quartzite, Telemark sector, southern Norway. *Precambrian Research* **135**, 217-244.

Andersen T., Graham S. and Sylvester A. G., (2007) Geochemistry, Lutetium-Hfium isotope systematics and petrogenesis of late mesoproterozoic A-type granites in Southwestern Fennoscandia. *Manuscript*, 1-52.

Andersen T., Graham S. and Sylvester A. G., (2007b) Timing and tectonic significance of Sveconorwegian A-type granitic magmatism in Telemark, Southern Norway: New results from laser-ablation ICPMS- U-Pb dating of zircon. *Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin* **407**, 15-26 (in press).

Blichert-Toft J. and Albarède F., (1997) The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters* **148**, 243-258.

Depaolo D. J. and Wasserburg G. J., (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* **3**, 249-252.

Ebbing J., Afework Y., Olesen O. and Nordgulen Ø., (2005) Is there evidence for magmatic underplating beneath the Oslo Rift? *Terra Nova* **17**, 129-134.

Griffin W. L., Pearson N. J., Belousova E., Jackson S. E., Van Achterbergh E., O'Reilly S. Y. and Shee S. R., (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**, 133-147.

Grorud H. F., (1991) Kontaktmetamorfose I Paleozoiske sedimenter I Oslo-feltet. Et profil i Asker. *Unpublished Cand. Scient. Thesis, University of Oslo*.

Holtz F., Becker A., Freise M. and Johannes W., (2001) Th water-undersaturated and dry Qz-Ab-Or system revisited. Experimental results at very low water activities and geological implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **141**, 347-357.

Jackson S. E., Pearson N. J., Griffin W.L. and Belousova E. A., (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* **211**, 47-69

Jacobsen S. B., (1975) Geochronological, geochemical and petrological investigations of precambrian rocks in the kongsberg area. *Cand. Real. thesis, University of Oslo*.

Jacobsen S. B. and Heier K. S., (1978) Rb-Sr isotope systematics in metamorphic rocks, Kongsberg sector, South Norway. *Lithos* **11**, 257-276.

Kleppe A. V., (1980) Geologiske undersøkelser fra sentrale deler av Telemark med hovedvekt på geokronologi, og kontaktrelasjonen mellom granittisk gneiss og suprakrustalene. *Cand. Real. thesis, University of Oslo*.

Knudsen T.-L. and Andersen T., (1999) Petrology and geochemistry of the Tromøy gneiss complex, South Norway, an alleged example of proterozoic depleted lower continental crust. *Journal of petrology*, Vol **40**, No 6, 909-933.

Košler J. and Sylvester P. J., (2003) Present trends and the future of Zircon in geochronology: Laser Ablation ICPMS. In: *Reviews in mineralogy & geochemistry: Zircon*, Vol **53**, 243-275.

Larsen, B.T., Olaussen, S., Sundvoll, B. og Heeremans, M., (2006) Vulkaner, forkastninger og ørkenklima. Oslo riften og Nordsjøen i Karbon og Perm, 359-251 millioner år. I: Ramberg et al. (red.) *Landet blir til. Norges geologi*. Norsk Geol. Foren.

Lie J, E., Husebye E. S., Kinck J. J. and Larsson F. R., (1993) Geophysical evidence of Cambrian-Silurian sedimentary rocks in the northern Skagerrak. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar* **115**, Pt. 2, 181-188.

Ludwig K. R., (1998) On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 665-676.

Ludwig K. R. (2003) User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4*.

Neumann E.-R., Olsen K. H., Baldrige W. S. and Sundvoll B., (1992) The Oslo Rift: a review. *Tectonophysics* **208**, 1-18.

Neumann E. -R-. Tilton G. R. and Tuen E., (1988) Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of the Oslo Rift igneous province, Southeast Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 1997-2007.

Neumann E.-R., Wilson M., Heeremans M., Spencer E. A., Obst K., Timmerman M. J. and Kirstein L., (2004) Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North sea and Northern Germany: a review. In: Wilson M., Neumann E.-R., Davies G. R., Timmerman M. J., Heeremans M. and Larsen B. T., (eds) Permo-carboniferous Magmatism and Rifting in Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, **233**, 11-40.

Pedersen L. E., Heaman L. M. and Holm P. M., (1995) Further constraints on the temporal evolution of the Oslo Rift from precise U-Pb zircon dating in the Siljan-Skrim area. *Lithos* **34**, 301-315.

Ramberg I. T., (1976) Gravity interpretation of the Oslo Graben and Associated Igneous Rocks. *Norges Geologiske Undersøkelse* **325**, 1-194

Ramberg I. B. and Larsen B. T., (1978) Tectonomagmatic evolution. In: Dons, J. A. and Larsen B. T. (eds.) The Oslo paleorift. A review and guide to excursions. *Norges Geol. Unders.* **337**, 35-40.

Sircombe K. N., (2000) Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: A provenance study example from Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol **64**, No 9, 1593-1616.

Söderlund U., Isachsen C. E. and Bylund G. (2005) U-Pb baddelyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6-0.9 Ga. *Contrib. Mineral. Petrol.* **150**, 174-194.

Sundvoll B., (1978a) Rb/Sr – Relationship in the Oslo igneous rift. In: Neumann E.-R. and Ramberg I. B., *Petrology and Geochemistry of continental rifts: Volume one of the proceedings of the NATO advanced study institute paleorift systems with emphasis on the Permian Oslo Rift, held in Oslo, Norway, July 27-August 5, 1977*. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland and Boston, U.S.A.

Sundvoll B., (1978b) Isotope- and trace-element chemistry, geochronology. In: Dons, J. A. and Larsen B. T. (eds.) The Oslo paleorift. A review and guide to excursions. *Norges Geol. Unders.* **337**, 35-40.

Sundvoll B. and Larsen B. T., (1990) Rb-Sr isotope systematics in the magmatic rocks of the Oslo Rift. *Norges Geologiske Undersøkelse* **418**, 27-46.

Taylor J. R., (1997) *An introduction to error analysis: The study of uncertainties in physical measurements*. 2nd ed. University Science Books, California.

Trønnes R.G. and Brandon A.D. (1992) Mildly peraluminous high-silica granites in a continental rift: the Drammen and Finnemarka Batholiths, Oslo Rift, Norway. *Contrib. Mineral Petrol* **109**, 275-295.

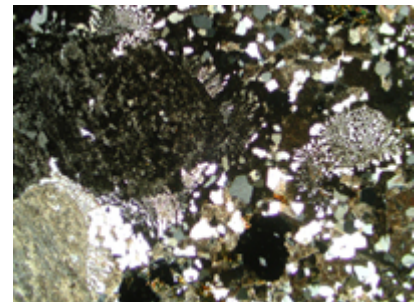
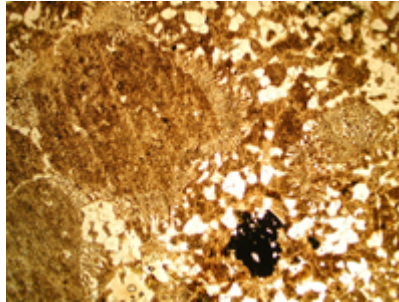
Winter J. D., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New Jersey.

8. Vedlegg

8.1 Vedlegg 1 -Tynnslip

LEH 06-01

Del av plutonen



Bilde av tynnslip

Makro

Porfyrer av kalifeltspat med en lysere kjerne. Disse har en størrelse på ~5mm, ca 90% av bergarten er feltspat.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Opakt erts
Biotitt og kloritt
Klinopyroxen
Epidot
Amfibol
Apatitt

Intergranulære teksturer**Krystallutvikling**

Hypidiomorf til allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Porfyrisk

Absolutt kornstørrelse

Grov til finkornig

Sammenvoksninger

Rapakivi tekstur, myrmekittisk

Mineralene**Feltspat**

Feltspaten er utsatt for sericittisering og/eller avblanding, finnes i to generasjoner en med store porfyriske korn (her er det myrmekittisk sammenvoksning langs kantene), og små korn som er i den intergranulære tekturen, noen av disse er myrmekitter. Porfyrene er ~5mm mens intergranulære tekturen har en størrelse på ~0,25mm.

Kvarts

Er i den intergranulære tekturen, har en størrelse på 0,25mm

Opakt erts

Er i den intergranulære tekturen, har en størrelse på 0,25mm

Biotitt og Kloritt

Det er for det meste kloritt, men noen steder er den fortsatt biotitt. Disse er lammelære. Størrelsen er på ~0,5mm

Klinopyroxen

Allotriomorf, lobate korngrenser, med en kornstørrelse på ~0,25mm,

Epidot

allotriomorf, kornstørrelse ~0,25mm

Amfibol

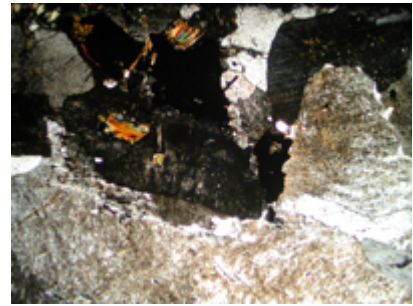
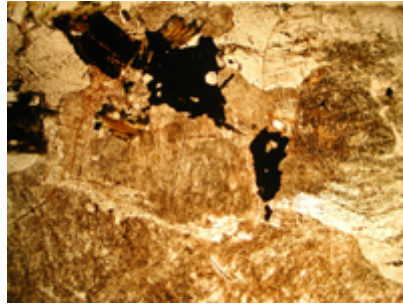
Allotriomorf, svak grønn pleokroittisk, størrelsen er ~0,25mm

Apatitt (finnes i alle)

Allotriomorf, kornstørrelse på ~0,25-0,5mm

Zirkon (finnes i alle)

Hypidiomorf (bortover her fine krystaller), kornstørrelse på <0.25mm

LEH 06-02**Del av plutonen****Bilde av tynnslip****Makro**

Ser tydelig kvarts som er grå i fargen ca. 40%, matt kalifeltspat og noe hvit feltspat ca. 60%. Innimellom er det svarte prikker

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og Kloritt
Opakt erts
Klinopyroksen
Amfibol

Intergranulære teksturer**Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ**kornstørrelse**

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Grov til finkornet

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er utsatt for sericittisering og/eller avblanding, så det er vanskelig å si hvilke feltspat det er snakk om. I mikroskop det ~60% feltspat. Disse kornene er allotriomorfe, med kuspate korngrenser. Størrelsen på de fleste kornene er over 5mm

Kvarts

Allotriomorf, serrate korngrenser, den gjennomsnittlige kornstørrelsen er på ~5mm. Kornene har sprekker og undulerende utslukkning

Opakt erts

Allotriomorf, med serrate korngrenser, og størrelsen er på ~5mm

Biotitt og Kloritt

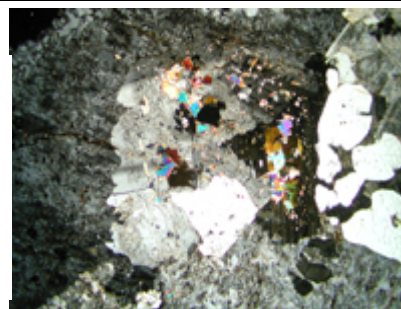
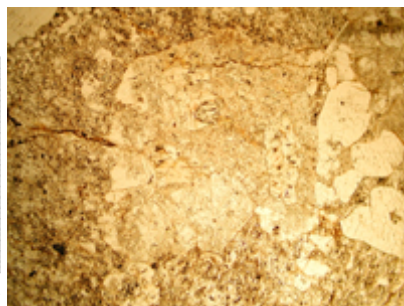
Biotitten er utsatt for klorittisering, lammelær og kornstørrelse på ~0,5mm.

Klinopyroksen

Allotriomorf, lobatekorngrenser, kornstørrelsen er ~0,3mm

Amfibol

Allotriomorf, kornstørrelse ~0,5mm

LEH 06-03**Del av plutonen****Bilde av tynnsnip****Makro**

Ca 40% kvarts, har en grå farge. ~60% er kalifelspat, med en rødlig farge. Det er også noen svarte korn i bergarten.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Muskovitt
Opakt erts
Biotitt og kloritt

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Middels til finkornig

Sammenvoksninger

Myrmekitt

Mineralene**Feltspat**

Feltspaten er utsatt for sericittisering og/eller avblanding. Er allotriomorf, med serrate korngrenser. Kornene har en granofyrisk tekstur, store innelutninger av kvarts. Størrelsen er på ~6mm, og mindre.

Kvarts

Har en undulerende utslukking. Hypidiomorf, med lobate korngrenser. Størrelsen er på 0,5-2mm.

Opakt erts

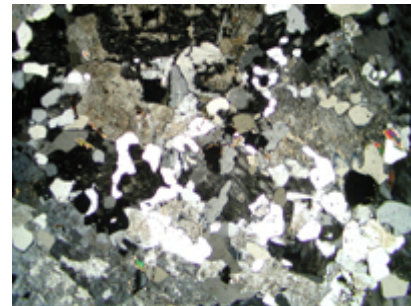
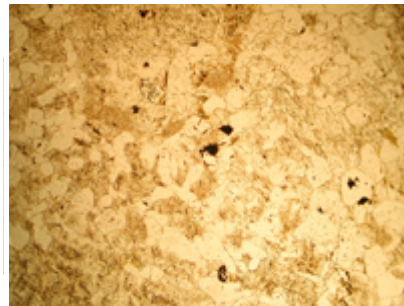
Allotriomorf, med serrate korngrenser, størrelsen er på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt

Størrelsen er på ~1,5mm, lammelære.

Muskovitt

Størrelsen er på ~1,5mm, lammelære.

LEH 06-04**Del av plutonen****Bilde av tynnsnip****Makro**

Samme som LEH 06-03 men ser mer metamikt ut.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Muskovit
Opakt erts
Biotitt og kloritt
Fluoritt

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotromorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Middels til fikornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Noen steder i denne prøven er ikke feltspatten cerretisert og/eller avblandet. Har
Med Michèl-Levy metoden fått frem to korn, et på 11-12 og ett på 7-9. Dette
gir An10

Kvarts

Har en undulerende utslukkning. Hypidiomorf, med lobate korngrenser.
Størrelsen er på 0,5-2mm og i andre størrelser i inneslutningene i feltspaten.

Opakt erts

Her er det noe større korn enn LEH 06-03

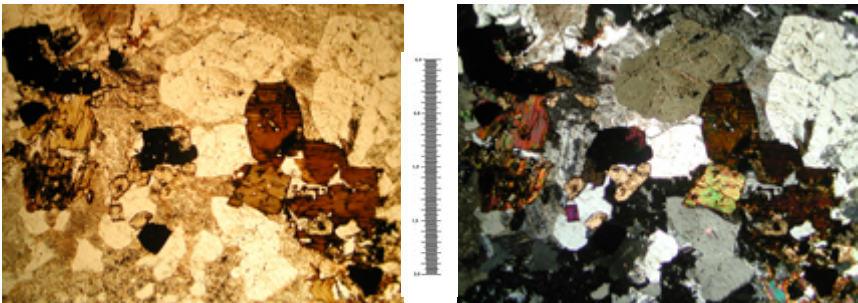
Biotitt og Kloritt

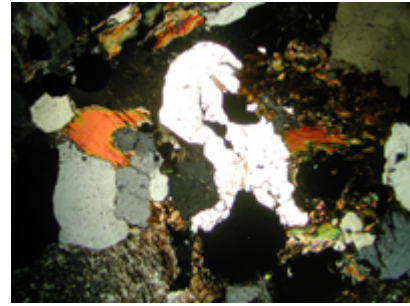
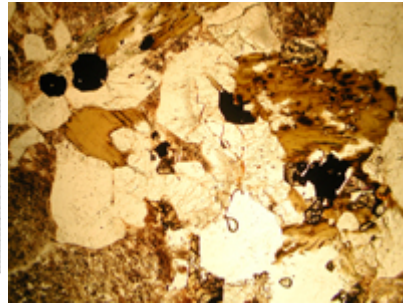
I tillegg til det fra 06-03 er det noen biotitter her som er blitt hydrotermal
omvandlet. Det har her blitt dannet en muskovitt og serpetinitt blanding.

Fluoritt

Allotriomorf, kornstørrelse ~0,25mm

LEH 06-05

Del av plutonen	
	
Bilde av tynnslip	
Makro	~60% feltspat, har noen runde korn avlys feltspat (orthoklas) med kalifeltspat rundt. Kalifeltspaten er "blandet" med kvarts. Det er også mange druserom i bergarten
Mikro	
Mineraler	Feltspat Kvarts Opakt erts Biotitt og kloritt Klinopyroxen Amfibol
Intergranulære texturer	
Krystallutvikling	Allotriomorf
Relativ kornstørrelse	Heterogranulær
Absolutt kornstørrelse	Middels til finkornig
Sammenvoksnings	
Mineralene	
Feltspat	Feltspaten er utsatt for sericittisering og/eller avblanding. Ser ut til at det er to generasjoner hvor porfyrene er hypidiomorfe, og de intragranulære er allotriomorfe. Alle kornene ser slitne ut. De har en poikoloblastisk tekstur, og en ~1-5mm kornstørrelse.
Kvarts	Allotriomorf, den har både cerrate og cusate korngrenser, mens størrelsen er på ~0,5-1mm
Opakt erts	Allotriomorf, den har både cerrate og cusate korngrenser, mens størrelsen er på ~0,5-1mm
Biotitt og Kloritt	Hypidiomorf, lammelær, kornstørrelsen~1mm er på ~0,5-1mm
Klinopyroksen	Allotriomorf, den har både cerrate og cusate korngrenser, mens størrelsen
Amfibol	Dette er en hornblende amfibol, den er sterk pleokroittisk, fra oliven til mørkebrunt. 1,5 med mer kornstørrelse og allotriomorf.

LEH 06-06**Del av plutonen****Bilde av tynnslip****Makro**

Her er det ~80% kalifeltspat, rundt kalifeltspat kornene er det kvarts og svarte mineraler. Det er også små druserom i bergarten.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Opakt erts
Biotitt og kloritt
Klinopyroxen

Intergranulære texturer**Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Kumuloporfyrisk

Absolutt**kornstørrelse**

Mellom til finkornig

Sammenvoksninger

Myrmekitt/Symplektitt

Mineralene**Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet. Allotriomorfekorn med suturete korgrenser. Porfyrene har en størrelse på ~5mm, mens de intergranulære har en størrelse på ~1mm

Kvarts

Kvartsen er idiomorf med cusate korgrenser, saccharoidal, og en størrelse på ~0,5mm

Opakt erts

Er serrate med en størrelse på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt

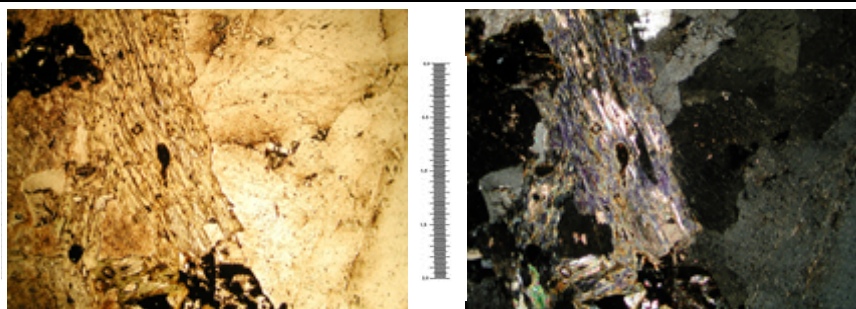
Idiomorfe korn, lammelære, og en størrelse på ~1mm

Klinopyroksen

Klinopyroksen er allotriomorf, obate korgrenser, og en størrelse på ~0,5mm

LEH 06-07

Del av plutonen



Bilde av tynnslip

Makro

Her er det litt mer feltspat enn kvarts ~60-40. det er omtrent like stor størrelse på disse kornene. Ser også at det forekommer svarte og metalliske mineraler.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og kloritt
Opakt erts

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Grov til finkornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet. Kornene er allotriomorfe, har saccharoidalintergranulære relasjoner, cerrate og loate korngrenser. Størrelsen er 0,5-5mm

Kvarts

Allotriomorf, sacchariodal, lobate korngrenser. Størrelsen er på ~5mm.

Opakt erts

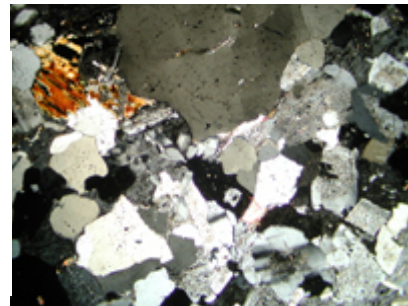
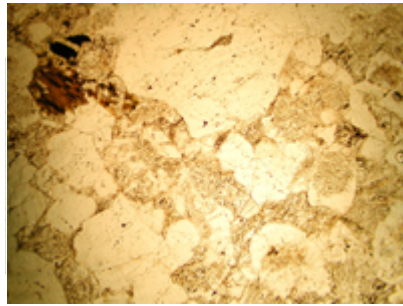
Allotriomorf, lobate korngrenser, og en størrelse på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt

Allotriomorf, lammelær, kornstørrelse på ~1mm.

LEH 06-08

Del av plutonen



Bilde av tynnsliip

Makro

Dette er en finkornig bergart. Det er noen store korn av kvarts ~5mm. Det er litt sprekker i den. 60% kalifeltspat og 40% kvarts.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Muskovitt
Biotitt og kloritt
Opakt erts

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Mellom til Finkornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet, men ikke i så stor grad som de foregående. Allotriomorf, lammelær/bladformet, kornstørrelsen er på ~0,25-5mm

Kvarts

Kvartsen er undulerende. Allotriomorf, saccharoidal, størrelsen er ~0,25-2mm

Opakt erts

Allotriomorf, serrate korngrenser, med en størrelse på ~0,25

Biotitt og Kloritt

Hypidiomorf, lammelær, med en størrelse på ~1mm

Muskovitt

Hypidiomorf, lammelær, med en størrelse på ~0,25-0.5mm

LEH 06-09

Del av plutonen



Bilde av tynnsnip

Makro

Dette er en finkornig bergart. Det er none store korn av kvarts ~5mm. Det er litt sprekker i den. 60% kalifeltspat og 40% kvarts.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Muskovitt
Biotitt og kloritt
Opakt erts

Intergranulære texturer**Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Mellom til Finkornig

Sammenvoksnings**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet, men ikke i så stor grad som de foregående. Allotriomorf, lammelær/bladformet, kornstørrelsen er på ~0,25-5mm

Kvarts

Kvartsen er undulerende. Allotriomorf, saccharoidal, størrelsen er ~0,25-2mm

Opakt erts

Allotriomorf, serrat korngrenser, med en størrelse på ~0,25

Biotitt og Kloritt

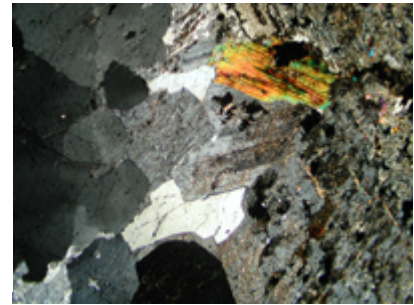
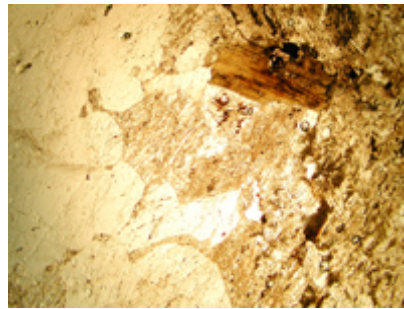
Hypidiomorf, lammelær, med en størrelse på ~1mm

Muskovitt

Hypidiomorf, lammelær, med en størrelse på ~0,25-0.5mm

LEH 06-10

Del av plutonen



Bilde av tynnslip

Makro

Inneholder ~60% feltspat, har litt større korn i forhold til kvartsen. Har et innhold av kvarts på ~40%. 3 steder det er et rødbrunt mineral, har ikke funnet disse i tynnslipet. Det er noen metaller og druserom i denne b.a.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og kloritt
Muskovitt
Opakt erts

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Middels til finkornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspatten er sericittisert og/eller avblandet, allotriomorf, suturert, og har en kornstørrelse på ~5mm

Kvarts

Kvartsen har en undulerende utslukkning, allotriomorf, lobat og suturerte korgrenser, har en kornstørrelse på ~0,25-4mm

Opakt erts

Allotriomorf, suturert med en kornstørrelse på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt

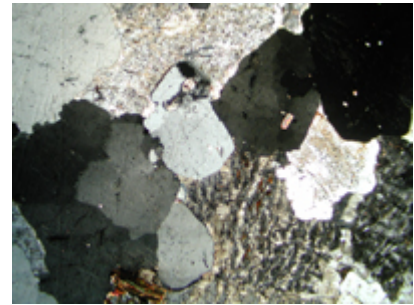
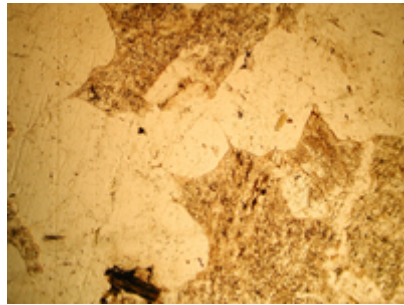
Hypidiomorf, lammelær, og kornstørrelse på ~0,5mm

Muskovitt

Finnes som inneslutninger i feltspaten allotriomorf, lammelær, kornstørrelsen er på ~0,25mm.

LEH 06-11

Del av plutonen



Bilde av tynnsliip

Makro

Dette er en finkornet b.a. ca. 60% kalifeltspat og ca 40% kvarts. Ser at det er noe svarte mineraler også.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Opakt erts
Biotitt
Muskovitt
Fluoritt

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Hypidiomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Grov til Finkornig

Sammenvoksnings**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericitisert og/eller avblandet. Den er hypidiomorf til allotriomorf, cusplate korngrenser, størrelsen er på 0,5-3mm

Kvarts

Hypidiomorf til allotriomorf, cusplate korngrenser, størrelsen er på 0,5-5mm

Opakt erts**Biotitt og Kloritt**

Her er det ikke kloritt. Biotitten er hypidiomorf, lammelær. Med en kornstørrelse på ~0,5mm

Muskovitt

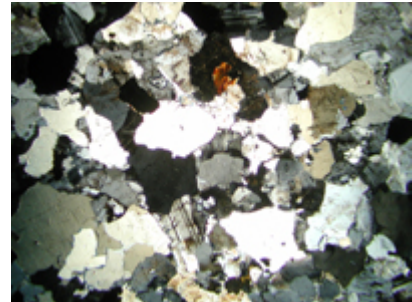
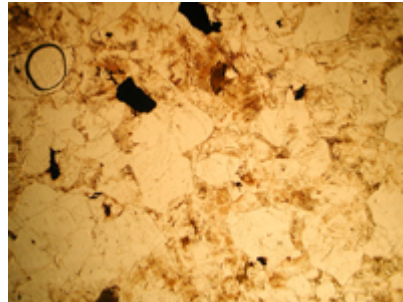
Meste parten er inneslutninger i feltspat, men det er et korn i tynnsliipet som er for seg selv. Denne opptrer på samme måten som i biotitten.

Fluoritt

Allotriomorf, suturerte korngrenser, størrelsen er på ~0,7mm

LEH 06-12

Del av plutonen



Bilde av tynnslip

Makro

Dette er en finkornig bergart. Det er none store korn av kvarts ~5mm. Det er litt sprekker i den. 60% kalifeltspat og 40% kvarts.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Muskovitt
Biotitt og kloritt
Opakt erts

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Heterogranulær

Absolutt**kornstørrelse**

Mellom til Finkornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet, men ikke i så stor grad som de foregående. Allotriomorf, lammelær/bladformet, kornstørrelsen er på ~0,25-5mm

Kvarts

Kvartsen er undulerende. Allotriomorf, saccharoidal, størrelsen er ~0,25-2mm

Opakt erts

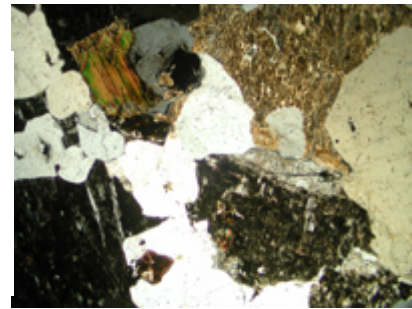
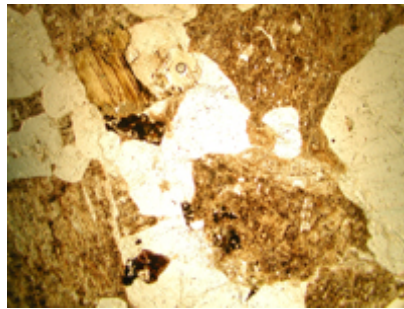
Allotriomorf, serrate korngrenser, med en størrelse på ~0,25

Biotitt og Kloritt

Hypidiomorf, lammelær, med en størrelse på ~1mm

Muskovitt

Hypidiomorf, lammelær, med en størrelse på ~0,25-0.5mm

LEH 06-13**Del av plutonen****Bilde av tynnslip****Makro**

B.a. består av en mellomkornig masse av kalifeltspat disse blir "omsluttet" av finkornig kvarts. Det er noen sprekker i den, og druserom. Det forekommer også noen svarte og noen metaliske korn i denne b.a. 70% feltspat og 30% kvarts.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Opakterts
Biotitt og kloritt
Kalsitt
Muskovit

Intergranulære texturer**Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Kumuloporfyrisk

Absolutt**kornstørrelse**

Mellom til finkornig

Sammenvoksnings**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet. Den er allotriomorf, med lobate korngrenser, størrelsen er på 0,5-5mm.

Kvarts

Kvartsen har en undulerende utslukkning. Den er allotriomorf, lobate og carieste korngrenser. Størrelsen er på ~0,5mm.

Opakt erts

Den er allotriomorf, lobate korngrenser. Størrelsen er på ~0,5mm.

Biotitt og Kloritt

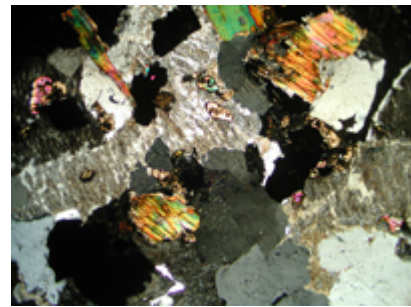
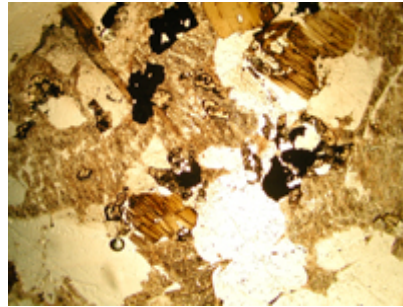
Hypidiomorf, lammelær, kornstørrelsen er på ~0,5mm

Muskovitt

Forekommer i sprekker sammen med kalsitten.

Kalsitt

Forekommer i sprekker.

LEH 06-14**Del av plutonen****Bilde av tynnslip****Makro**

Denne b.a. er veldig lik LEH 06-13, men kalifeltspat kornene ser litt mer runde ut, og den er litt mørkere i fargen. Resten er det samme.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Opakt erts
Biotitt og kloritt
Klinopyroksen

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Kumuloporfyrisk

Absolutt**kornstørrelse**

Mellom til finkornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblander, Sen er allotriomorf, med lobate korgrenser, størrelsen er på 0,5-5mm.

Kvarts

Kvartsen er en undulerende utslukking, den er allotriomorf, lobate og cariste korgrenser. Størrelsen er på ~0,5mm

Opakt erts

Allotriomorf, lobate og cariste korgrenser. Størrelsen er på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt

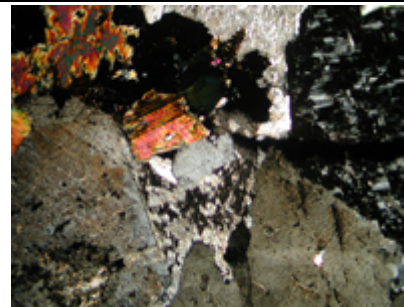
Hypidiomorf, lammelær, kornstørrelse på ~0,5mm

Klinopyroksen

Allotriomorf, kornstørrelse på ~0,25mm

LEH 06-15

Del av plutonen



Bilde av tynnslip

Makro

I denne b.a. dominerer kalifeltspat ~70%. Små korn av kvarts som dekker ca 30%. En del svarte mineraler, og noen metalliske korn.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og kloritt
Opakt erts

**Intergranulære
texturer**

Krystallutvikling Allotriomorf
Relativ kornstørrelse Heterogranulær
Absolutt kornstørrelse Grov til finkornet
Sammenvoksninger

Mineralene

Feltspat Feltspaten er sericitisert og/eller avblandet. Kornene er allotriomorfe, serrate og suturerte korngrenser, størrelsen varierer fra 0,5-9mm

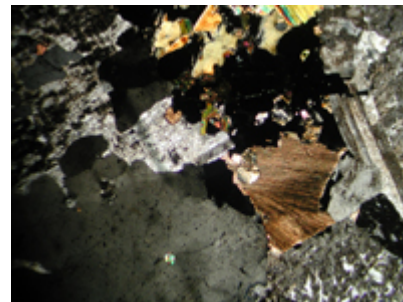
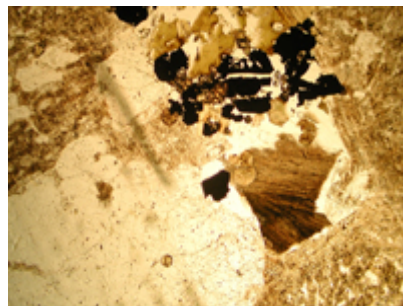
Kvarts Kvartsen har en undulerende utslukkning. Kornene er allotriomorfe, cusate og lobate korngrenser, størrelsen er 0,5-4,5mm

Opakt erts Allotriomorf, lobate korngrenser, og en størrelse på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt Forekommer som hypidiomorfe og allotriomorfe korn, lammelære og lobate korngrenser, størrelsen er på ,5mm

8-90

Del av plutonen



Bilde av tynnsnip

Makro

Store korn av kalifeltspat ~80%, små korn av kvarts ~20%. Også er det noen svare og noen matalliske mineraler. Det forekommer også noen druserom i b.a.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og kloritt
Opakt erts
Klinopyroksen

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Kumuloporfyrisk

Absolutt**kornstørrelse**

Middel til finkornet

Sammenvoksninger

Myrmekitt

Mineralene**Feltspat**

Feltspatene er sericittisert og/eller avblandet. Allotriomorf, cuspat korngrenser, og en størrelse på 1-3mm

Kvarts

Allotriomorf, lobat, cuspat og suturet korngrenser forekommer, størrelsen på kornene er 1-2mm

Opakt erts

Allotriomorf, suturet, med en størrelse på ~0,5mm

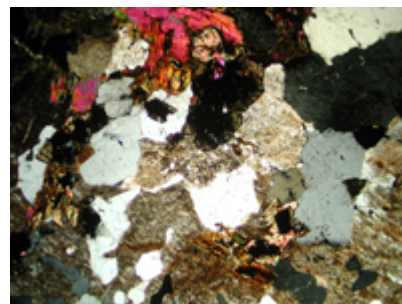
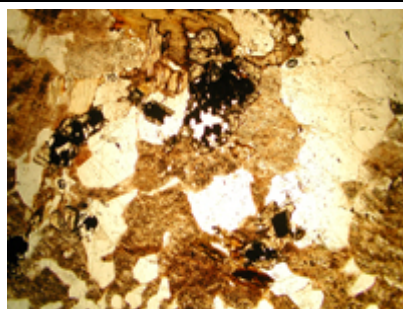
Biotitt og Kloritt

Hypidiomorf, lammelær, størrelse på ~1mm

Klinopyroksen

Klinopyroksen er allotriomorf, obate korngrenser, og en størrelse på ~0,5mm

9-90

Del av plutonen**Bilde av tynnsnip****Makro**

Store porfyriske korn av kalifeltspat ~90%. ~10% av b.a. er kvarts i en intragranulær masse. B.a er middels til finkornet i størrelse. Det er små og store druserom, og det er noen svarte og noen metaliske korn.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og kloritt
Klinopyroksen
Opakt erts
Fluoritt

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Kumuloporfyrisk

Absolutt**kornstørrelse**

Grov til finkornig

Sammenvoksnings

Myrmekitt

Mineralene**Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet. Den er allotriomorf, cerrate korngrenser med en størrelse på 0,5-8mm

Kvarts

Kvartsen er allotriomorf, suturerte og lobate korngrenser, med en størrelse på 0,25-1mm

Opakt erts

Allotriomorf med en størrelse på ~0,25mm

Biotitt og Kloritt

Allotriomorf, lammelær, størrelse på ~1mm

Klinopyroksen

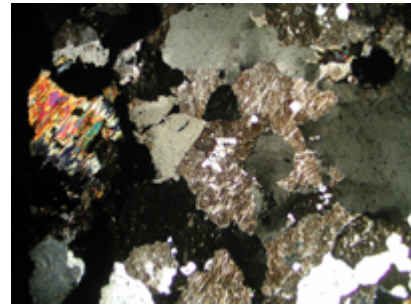
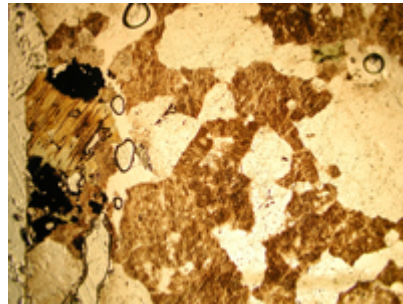
Klinopyroksen er allotriomorf, obate korngrenser, og en størrelse på ~0,5mm

Fluoritt

Allotriomorf, suturerte korngrenser, størrelsen er på ~1mm

10-90

Del av plutonen



Bilde av tynnsnip

Makro

Feltspat, mesteparten er kalifeltspat, men noe ser ut til å være hvit feltspat. For øvrig så er det kvarts, noen svarte mineraler og noen metalliske. 60-40 feltspat-kvarts.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Biotitt og kloritt
Opakt erts

**Intergranulære
texturer****Krystallutvikling**

Allotriomorf

Relativ kornstørrelse

Kumuloporfyrisk

Absolutt**kornstørrelse**

Grov til finkornig

Sammenvoksninger**Mineralene****Feltspat**

Feltspaten er sericittisert og/eller avblandet. Den er allotriomorf, cusplate korngrenser, størrelsen er fra 0,5-7mm

Kvarts

Kvartsen har en undulerende utslukkning. Den er allotriomorf, har lobate korngrenser, og en størrelse på 0,25-3mm

Opakt erts

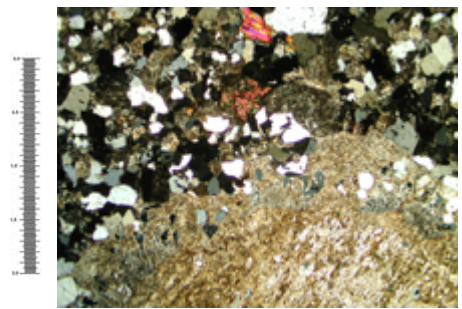
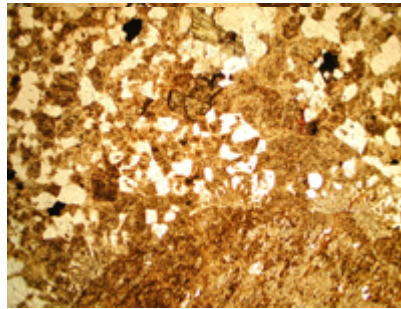
Allotriomorf, cusplate korngrenser og en størrelse på ~0,5mm

Biotitt og Kloritt

Hypidiomorf og allotriomorf, lammelær og cuspat, og en størrelse på 0,5-1mm

11-90

Del av plutonen



Bilde av tynnsliip

Makro

Rød kalifeltspat med lysere kjerne. Disse har en størrelse på ~5mm, ca 90% av bergarten er feltspat.

Mikro**Mineraler**

Feltspat
Kvarts
Opakt erts
Biotitt og kloritt
Klinopyroxen
Epidot
Amfibol
Apatitt

Intergranulære teksturer

Krystallutvikling Hypidiomorf-allotriomorf
Relativ kornstørrelse Porfyrisk
Absolutt kornstørrelse Grov til finkornig
Sammenvoksninger Rapakivi tekstur, myrmekittisk

Mineralene

Feltspat	Feltspaten er utsatt for sericittisert og/eller avblanding, finnes i to generasjoner en med store porfyriske korn (her er det myrmekittisk sammenvoksning langs kantene), og små korn som er i den intergranulære tekturen, noen av disse er myrmekitter. Porfyrene er ~5mm mens intergranulære tekturen har en størrelse på ~0,25mm.
Kvarts	Er i den intergranulære tekturen, har en størrelse på 0,25mm
Opakt erts	Er i den intergranulære tekturen, har en størrelse på 0,25mm
Biotitt og Kloritt	Det er for det meste kloritt, men noen steder er den fortsatt biotitt. Disse er lammelære. Størrelsen er på ~0,5mm
Klinopyroxen	Allotriomorf, lobate korngrenser, med en kornstørrelse på ~0,25mm
Kalsitt	
Epidot	Allotriomorf, kornstørrelse ~0,25mm
Amfibol	Allotriomorf, svak grønn pleokroittisk, størrelsen er ~0,25mm
Apatitt (finnes i alle)	Allotriomorf, kornstørrelse på ~0,25-0,5mm
Zirkon (finnes i alle)	Hypidiomorf (bortover her fine krystaller), kornstørrelse på 0.25mm og mindre

8.2 Vedlegg 2 -Lu-Hf data

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$\epsilon\text{Hf}(280)$ 2 σ	tDM 2 σ
LEH0601_02	0601	0.282727 0.000022	0.000909 0.000060	0.031563 0.00280	4.59927 0.672138	0.719 0.012715
LEH0601_02kant	0601	0.282756 0.000022	0.000868 0.000060	0.030030 0.00280	5.63347 0.578463	0.679 0.011082
LEH0601_03	0601	0.282728 0.000022	0.000811 0.000220	0.028757 0.00240	4.65346 0.633509	0.716 0.012061
LEH0601_11	0601	0.282750 0.000028	0.000879 0.000068	0.031333 0.00064	5.41891 0.775056	0.687 0.014821
LEH0601_12	0601	0.282744 0.000024	0.001090 0.000142	0.040119 0.00600	5.16622 0.696996	0.699 0.013168
LEH0601_15	0601	0.282722 0.000017	0.001111 0.000060	0.040854 0.00166	4.38366 0.903947	0.730 0.016973
LEH0601_19	0601	0.282742 0.000032	0.001025 0.002000	0.039156 0.05800	5.10782 0.838543	0.701 0.015876
LEH0601_21	0601	0.282756 0.000026	0.000916 0.000108	0.035721 0.00520	5.62414 0.761633	0.680 0.014196
LEH0601_27	0601	0.282766 0.000024	0.000834 0.000168	0.031037 0.00620	5.99383 0.76892	0.665 0.014527
LEH0601_28	0601	0.282713 0.000022	0.000868 0.000400	0.032503 0.00620	4.11168 0.847823	0.737 0.016254
LEH0601_30	0601	0.282770 0.000026	0.001238 0.000158	0.048217 0.00400	6.05794 0.699297	0.666 0.013363
LEH0601_32	0601	0.282767 0.000022	0.000801 0.000200	0.029563 0.00500	6.03545 1.050479	0.663 0.019881
LEH0601_46	0601	0.282690 0.000020	0.001140 0.000340	0.040678 0.00880	3.24565 0.630999	0.774 0.011753
LEH0601_50	0601	0.282707 0.000028	0.001100 0.000300	0.040715 0.00980	3.85489 0.77007	0.750 0.014611
LEH0601_67	0601	0.282779 0.000022	0.000896 0.000084	0.033729 0.00190	6.44189 0.4822	0.648 0.009135
LEH0601_68	0601	0.282755 0.000017	0.001210 0.000068	0.046157 0.00280	5.53248 0.833941	0.686 0.015746

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2 σ	tDM	2 σ
LEH0602_01	0602	0.282613	0.000018	0.002142	0.000280	0.075803	0.01020	0.32875	0.767002	0.904	0.014692
LEH0602_02	0602	0.282618	0.000044	0.002413	0.000070	0.059211	0.00520	0.45377	0.736323	0.903	0.012786
LEH0602_03	0602	0.282641	0.000020	0.001112	0.000166	0.046146	0.00320	1.51704	0.977789	0.841	0.01836
LEH0602_04	0602	0.282616	0.000018	0.003678	0.000162	0.117768	0.00320	0.14044	0.822053	0.939	0.015648
LEH0602_05	0602	0.282621	0.000024	0.000900	0.000134	0.030631	0.00580	0.85006	0.575914	0.863	0.010584
LEH0602_06	0602	0.282641	0.000042	0.008160	0.000112	0.267893	0.00200	0.16579	0.74888	1.035	-0.00678
LEH0602_07	0602	0.282584	0.000030	0.003220	0.000022	0.099827	0.00260	-0.90420	0.899345	0.973	0.017281
LEH0602_08	0602	0.282633	0.000020	0.002722	0.000640	0.090934	0.00520	0.92523	0.817067	0.890	0.015016
LEH0602_09	0602	0.282573	0.000026	0.002657	0.000064	0.086942	0.00300	-1.18538	0.701808	0.974	0.010194
LEH0602_10	0602	0.282609	0.000026	0.003074	0.000136	0.077340	0.00580	0.00853	0.889758	0.933	0.016619
LEH0602_11	0602	0.282597	0.000022	0.002776	0.000156	0.092070	0.00220	-0.35890	0.740158	0.943	0.01305
LEH0602_12	0602	0.282649	0.000024	0.004515	0.000260	0.140857	0.00660	1.14763	0.628385	0.912	0.010134
LEH0602_13	0602	0.282649	0.000000	0.004475	0.000000	0.125007	0.00000	1.15539	0.933303	0.911	0.016937
LEH0602_14	0602	0.282624	0.000030	0.001906	0.000046	0.066248	0.00320	0.76331	0.7624	0.883	0.014328
LEH0602_15	0602	0.282641	0.000026	0.002559	0.000019	0.085781	0.00046	1.23968	0.60269	0.874	0.011532
LEH0602_16	0602	0.282619	0.000018	0.003317	0.000007	0.123341	0.00022	0.31574	0.89436	0.925	0.017073
LEH0602_17	0602	0.282624	0.000038	0.000705	0.000122	0.028015	0.00220	0.99357	0.764701	0.855	0.014048
LEH0602_18	0602	0.282593	0.000024	0.002897	0.000005	0.103781	0.00062	-0.52370	0.583271	0.952	0.009141
LEH0602_19	0602	0.282714	0.000032	0.002387	0.000124	0.102459	0.00260	3.85581	1.543592	0.767	0.030409
LEH0602_20	0602	0.282625	0.000024	0.002458	0.000184	0.082646	0.00640	0.69286	0.675904	0.895	0.012091
LEH0602_21	0602	0.282682	0.000022	0.002780	0.000150	0.090386	0.00420	2.64813	0.591743	0.821	0.010721
LEH0602_22	0602	0.282603	0.000026	0.004310	0.000062	0.148806	0.00260	-0.44082	0.823586	0.976	0.015965
LEH0602_23	0602	0.282684	0.000032	0.003227	0.000016	0.107922	0.00260	2.63324	1.464765	0.829	0.029081
LEH0602_24	0602	0.282630	0.000028	0.001957	0.000172	0.071563	0.00360	0.96594	1.057382	0.875	0.020697
LEH0602_25	0602	0.282591	0.000019	0.004953	0.000192	0.123477	0.00340	-0.98873	0.585016	1.012	0.005545
LEH0602_26	0602	0.282605	0.000024	0.001412	0.000082	0.053338	0.00280	0.18562	0.907782	0.897	0.017111
LEH0602_27	0602	0.282705	0.000022	0.001747	0.000070	0.073430	0.00300	3.66021	0.893976	0.766	0.016663
LEH0602_28	0602	0.282572	0.000028	0.001727	0.000070	0.056707	0.00440	-1.04256	0.748595	0.951	0.013226
LEH0602_29	0602	0.282585	0.000048	0.004523	0.000520	0.166975	0.02200	-1.11859	0.799426	1.009	0.01411

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$ 2 σ		tDM 2 σ	
LEH 0603_01	0603	0.282662	0.000024	0.002654	0.000166	0.095454	0.00980	1.96461	1.261649	0.847	0.024888
LEH 0603_03	0603	0.282680	0.000032	0.003260	0.000184	0.118388	0.01240	2.48543	1.393609	0.835	0.027622
LEH 0603_11	0603	0.282644	0.000032	0.002885	0.000380	0.104689	0.02000	1.28331	0.661784	0.878	0.012625
LEH 0603_16	0603	0.282666	0.000026	0.002358	0.000040	0.088660	0.00240	2.16286	0.594636	0.834	0.011026
LEH 0603_19	0603	0.282668	0.000028	0.003635	0.000360	0.126018	0.01440	1.98882	0.904331	0.862	0.018023
LEH 0603_25	0603	0.282684	0.000032	0.002191	0.000036	0.090404	0.00126	2.83179	0.672487	0.805	0.012573
LEH 0603_28	0603	0.282677	0.000024	0.004278	0.000068	0.161349	0.00360	2.18392	0.826271	0.864	0.016382
LEH 0603_35	0603	0.282657	0.000019	0.016285	0.000062	0.522812	0.00300	-0.82599	1.861027	1.373	0.053295
LEH 0603_38	0603	0.282648	0.000000	0.006254	0.000000	0.210800	0.00000	0.77884	1.432552	0.963	0.028936
LEH 0603_40	0603	0.282638	0.000028	0.001927	0.000104	0.068043	0.00220	1.25469	0.771604	0.864	0.014936
LEH0604_01	0604	0.282675	0.000032	0.002394	0.000050	0.081857	0.00300	2.47439	1.055081	0.822	0.020846
LEH0604_04	0604	0.282527	0.000026	0.003851	0.000116	0.163664	0.00460	-3.04206	1.111109	1.075	0.01746
LEH0604_06kjerne	0604	0.282607	0.000020	0.004293	0.000030	0.171680	0.00124	-0.29604	0.948643	0.969	0.017717
LEH0604_06kant	0604	0.282606	0.000017	0.002426	0.000050	0.096813	0.00380	0.02661	0.552312	0.921	0.009066
LEH0604_07	0604	0.282624	0.000026	0.002773	0.000062	0.103629	0.00110	0.59702	0.745143	0.904	0.013498
LEH0604_09	0604	0.282628	0.000032	0.003487	0.000022	0.126334	0.00032	0.60172	0.898195	0.916	0.01744
LEH0604_14	0604	0.282651	0.000032	0.004242	0.000022	0.142932	0.00032	1.27083	0.655997	0.902	0.012007
LEH0604_05	0604	0.282624	0.000028	0.003576	0.000220	0.123068	0.00860	0.44305	0.937138	0.925	0.016708
LEH0604_16	0604	0.282585	0.000020	0.002316	0.000017	0.078928	0.00140	-0.69533	0.585084	0.948	0.010851
LEH0604_17	0604	0.282653	0.000026	0.003210	0.000017	0.107221	0.00058	1.53951	0.795591	0.873	0.013872
LEH0604_18	0604	0.282610	0.000024	0.003388	0.000024	0.111456	0.00122	-0.01636	0.442317	0.940	0.006811
LEH0604_19	0604	0.282621	0.000024	0.003946	0.000048	0.141000	0.00194	0.26608	0.820345	0.939	0.012085
LEH0604_20	0604	0.282619	0.000026	0.002928	0.000280	0.101159	0.01440	0.39042	0.687792	0.915	0.013001
LEH0604_23	0604	0.282598	0.000024	0.003287	0.000840	0.115392	0.01920	-0.42163	0.644178	0.955	0.012116
LEH0604_28	0604	0.282641	0.000000	0.001425	0.000000	0.058074	0.00000	1.45705	0.660284	0.848	0.012657
LEH0604_32	0604	0.282638	0.000024	0.001593	0.000007	0.067315	0.00174	1.31875	0.84046	0.856	0.016073
LEH0604_33	0604	0.282645	0.000022	0.003398	0.000036	0.120193	0.00112	1.22036	0.552312	0.889	0.009421
LEH0604_47	0604	0.282681	0.000028	0.003610	0.000044	0.140334	0.00300	2.45364	0.86253	0.842	0.015379
LEH0604_48	0604	0.282638	0.000024	0.003331	0.000072	0.125179	0.00460	0.98548	0.8702	0.898	0.015518

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2 σ	tDM	2 σ
LEH0605_03	0605	0.282679	0.000032	0.000971	0.000050	0.051746	0.00460	2.88892	0.915452	0.786	0.017466
LEH0605_07	0605	0.282666	0.000032	0.001517	0.000220	0.075312	0.00320	2.32408	1.316316	0.815	0.024596
LEH0605_12	0605	0.282696	0.000028	0.001690	0.000130	0.090529	0.00620	3.35252	0.763167	0.777	0.014436
LEH0605_13	0605	0.282689	0.000042	0.001912	0.000012	0.102058	0.00034	3.06226	0.835858	0.792	0.01601
LEH0605_16	0605	0.282591	0.000042	0.001203	0.000012	0.067167	0.00034	-0.26968	1.198546	0.911	0.022963
LEH0605_17	0605	0.282723	0.000044	0.001162	0.000040	0.063104	0.00162	4.40925	0.776091	0.730	0.014964
LEH0605_20	0605	0.282645	0.000032	0.001308	0.000014	0.069462	0.00052	1.62116	1.193944	0.840	0.022806
LEH0605_21	0605	0.282722	0.000036	0.001607	0.000030	0.089868	0.00280	4.28861	1.411249	0.740	0.02753
LEH0605_31	0605	0.282648	0.000024	0.001250	0.000240	0.063907	0.00800	1.73832	0.774289	0.834	0.014845
LEH0605_33	0605	0.282661	0.000156	0.001081	0.001240	0.052582	0.03400	2.23086	0.844295	0.813	0.016112
LEH0605_34	0605	0.282685	0.000026	0.001216	0.000078	0.059111	0.00460	3.05428	0.84046	0.783	0.015977
LEH0605_41	0605	0.282277	0.000048	0.001059	0.000160	0.055261	0.00820	-11.35349	0.701981	1.334	0.012987
LEH0605_41kant	0605	0.282622	0.000040	0.000883	0.000104	0.047876	0.00600	0.88872	1.056615	0.861	0.020067
LEH0605_42	0605	0.282664	0.000024	0.001113	0.000014	0.061473	0.00108	2.33085	0.841227	0.809	0.015953
LEH0605_50	0605	0.282725	0.000022	0.001370	0.000090	0.070869	0.00280	4.44021	0.960915	0.731	0.017746
LEH0605_58	0605	0.282686	0.000000	0.001519	0.000000	0.081397	0.00000	3.03151	1.261649	0.788	0.024201
LEH0605_62	0605	0.282659	0.000019	0.001110	0.000004	0.060481	0.00182	2.15445	0.846519	0.816	0.016251
LEH0605_63	0605	0.282228	0.000026	0.001060	0.000046	0.056235	0.00260	-13.08759	1.056999	1.400	0.019805

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2 σ	tDM	2 σ
LEH0606_01	0606	0.282616	0.000028	0.001050	0.000240	0.047528	0.01340	0.64432	0.671619	0.873	0.012912
LEH0606_03	0606	0.282663	0.000019	0.001343	0.000019	0.057838	0.00240	2.25126	0.911234	0.816	0.017377
LEH0606_05	0606	0.282677	0.000024	0.001227	0.000130	0.062514	0.00460	2.76900	0.771988	0.794	0.01473
LEH0606_12kjerne	0606	0.282721	0.000050	0.002194	0.000078	0.114345	0.00520	4.14058	0.944808	0.753	0.017209
LEH0606_12kant	0606	0.282622	0.000046	0.001032	0.000072	0.053569	0.00360	0.86004	0.654626	0.865	0.012464
LEH0606_13	0606	0.282686	0.000026	0.001712	0.000002	0.084258	0.00110	2.99456	0.824353	0.792	0.015269
LEH0606_17kjerne	0606	0.282190	0.000028	0.001442	0.000152	0.072615	0.00460	-14.50550	1.754378	1.467	0.0325
LEH0606_17kant	0606	0.282608	0.000018	0.001669	0.000074	0.078423	0.00200	0.24257	1.613982	0.899	0.030973
LEH0606_21kant	0606	0.282677	0.000022	0.000921	0.000050	0.047057	0.00440	2.82763	0.919671	0.788	0.017677
LEH0606_25kjerne	0606	0.282652	0.000028	0.001408	0.000026	0.057384	0.00220	1.84955	0.961682	0.832	0.017562
LEH0606_25kant	0606	0.282651	0.000038	0.001169	0.000300	0.052358	0.00420	1.85998	0.636926	0.828	0.011771
LEH0606_29	0606	0.282681	0.000038	0.001875	0.000300	0.089862	0.00440	2.78631	0.76892	0.802	0.014807
LEH0606_32	0606	0.282666	0.000034	0.001940	0.000088	0.096640	0.00580	2.24300	0.985842	0.825	0.019279
LEH0606_37	0606	0.282646	0.000032	0.003224	0.000044	0.131160	0.00460	1.28913	1.28717	0.884	0.023671
LEH0606_37	0606	0.282647	0.000020	0.003203	0.000016	0.131645	0.00320	1.32860	1.28717	0.882	0.023666
LEH0606_40	0606	0.282675	0.000030	0.001678	0.000032	0.088327	0.00240	2.61167	1.186274	0.806	0.022625
LEH0606_52	0606	0.282652	0.000022	0.001330	0.000052	0.071994	0.00240	1.86457	1.123937	0.831	0.021502
LEH0606_53	0606	0.282676	0.000020	0.001371	0.000114	0.072513	0.00440	2.70607	0.697665	0.798	0.013469
LEH0606_54	0606	0.282646	0.000000	0.001352	0.000000	0.071347	0.00000	1.64808	1.055465	0.839	0.020269
LEH0606_65	0606	0.282651	0.000026	0.001183	0.000024	0.059733	0.00128	1.85730	0.768536	0.829	0.014485
LEH0606_21kjerne	0606	0.282284	0.000038	0.001732	0.000148	0.088924	0.00300	-11.23481	0.67172	1.349	0.011404

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$ 2 σ		tDM 2 σ	
LEH0607_01	0607	0.282670	0.000024	0.001431	0.000070	0.059159	0.00480	2.48225	1.02862	0.808	0.018786
LEH0607_02	0607	0.282742	0.000034	0.003010	0.000024	0.136932	0.00098	4.72732	1.130284	0.740	0.020478
LEH0607_06	0607	0.282684	0.000022	0.002511	0.000013	0.112623	0.00090	2.77057	0.803261	0.812	0.014311
LEH0607_07	0607	0.282724	0.000034	0.002496	0.000048	0.129694	0.00190	4.18889	0.53903	0.755	0.008152
LEH0607_08	0607	0.282601	0.000040	0.004252	0.000022	0.246933	0.00260	-0.50045	1.187462	0.977	0.01647
LEH0607_10	0607	0.282722	0.000022	0.002620	0.000022	0.133060	0.00078	4.09433	0.929468	0.760	0.016526
LEH0607_12	0607	0.282642	0.000024	0.001966	0.000026	0.061069	0.00128	1.38878	1.153293	0.859	0.020661
LEH0607_13	0607	0.282689	0.000024	0.002166	0.000046	0.084454	0.00320	3.01364	0.500993	0.797	0.007516
LEH0607_14	0607	0.282686	0.000020	0.002853	0.000030	0.116111	0.00184	2.77567	0.83279	0.817	0.016215
LEH0607_16	0607	0.282865	0.000030	0.002714	0.000026	0.128500	0.00198	9.13652	1.548578	0.557	0.03123
LEH0607_17kjerne	0607	0.282704	0.000024	0.002152	0.000042	0.090258	0.00260	3.54709	0.636682	0.776	0.011371
LEH0607_17kant	0607	0.282676	0.000028	0.001931	0.000156	0.069153	0.00064	2.59864	0.606525	0.811	0.01163
LEH0607_18	0607	0.282644	0.000036	0.002486	0.000064	0.109280	0.00240	1.35974	0.39424	0.868	0.004782
LEH0607_19	0607	0.282696	0.000024	0.002157	0.000014	0.082180	0.00168	3.26301	0.833174	0.787	0.01597
LEH0607_20	0607	0.282706	0.000030	0.001577	0.000024	0.070302	0.00068	3.72807	0.505664	0.761	0.008793
LEH0607_21kjerne	0607	0.282697	0.000000	0.001279	0.000000	0.056242	0.00000	3.46684	0.680715	0.768	0.012529
LEH0607_21kant	0607	0.282626	0.000030	0.001035	0.000172	0.037587	0.00840	1.00103	0.693545	0.860	0.01278
LEH0607_42	0607	0.282636	0.000034	0.001529	0.000380	0.052412	0.01840	1.26030	0.679948	0.857	0.012419
LEH0607_43	0607	0.282610	0.000024	0.005350	0.000240	0.233916	0.00400	-0.39241	0.869853	0.995	0.008033

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2 σ	tDM	2 σ
LEH 0608_05	0608	0.282682	0.000038	0.001460	0.000820	0.049618	0.06000	2.90122	0.75243	0.792	0.013721
LEH 0608_10	0608	0.282723	0.000028	0.003284	0.000320	0.132157	0.01480	4.00244	0.728653	0.773	0.013098
LEH 0608_11	0608	0.282647	0.000034	0.000873	0.000260	0.037526	0.00820	1.77528	0.676778	0.827	0.01289
LEH 0608_15	0608	0.282644	0.000016	0.001628	0.000340	0.067479	0.01340	1.52430	1.259732	0.848	0.024075
LEH 0608_16	0608	0.282663	0.000024	0.001639	0.000086	0.072092	0.00400	2.19462	0.669419	0.822	0.012175
LEH 0608_18	0608	0.282682	0.000044	0.001037	0.000044	0.045479	0.00280	2.98245	0.685142	0.783	0.012919
LEH 0608_22	0608	0.282680	0.000019	0.001709	0.000186	0.074791	0.00800	2.78282	0.761633	0.800	0.014324
LEH 0608_26	0608	0.282657	0.000017	0.001617	0.000048	0.059844	0.00240	1.98653	0.851025	0.830	0.013922
LEH 0608_32	0608	0.282669	0.000013	0.000956	0.000380	0.040012	0.01680	2.53783	0.546663	0.799	0.010327
LEH 0608_36	0608	0.282656	0.000024	0.001395	0.000084	0.055411	0.00700	1.99372	0.678205	0.826	0.012048
LEH 0608_40	0608	0.282646	0.000015	0.000946	0.000168	0.037631	0.01060	1.72583	0.700831	0.830	0.01321
LEH 0608_41	0608	0.282620	0.000020	0.001328	0.000104	0.052552	0.00580	0.73269	1.33434	0.874	0.025454
LEH 0608_42	0608	0.282639	0.000020	0.002285	0.000074	0.085749	0.00240	1.22147	1.373283	0.871	0.025502
LEH 0608_44	0608	0.282591	0.000020	0.001623	0.000108	0.068057	0.00400	-0.35022	0.803261	0.922	0.013582
LEH 0608_50	0608	0.282637	0.000030	0.001874	0.001000	0.067677	0.05200	1.22944	0.619048	0.864	0.012042
LEH 0608_57	0608	0.282618	0.000000	0.000844	0.000000	0.030149	0.00000	0.75455	0.844295	0.866	0.015976
LEH 0608_68	0608	0.282606	0.000030	0.001191	0.000034	0.043831	0.00088	0.26347	0.968585	0.890	0.017756
LEH 0608_74	0608	0.282613	0.000034	0.001148	0.000480	0.041934	0.02200	0.51945	0.908549	0.880	0.017058
LEH 0608_78	0608	0.282621	0.000028	0.002030	0.000220	0.071600	0.01200	0.63337	0.874035	0.890	0.015241
LEH 0608_103	0608	0.282632	0.000017	0.001283	0.000220	0.043323	0.01440	1.16591	1.023251	0.857	0.018253

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2 σ	tDM	2 σ
LEH0609_01	0609	0.282610	0.000026	0.001239	0.000114	0.057263	0.00520	0.39574	1.05278	0.886	0.02
LEH0609_02	0609	0.282619	0.000020	0.000942	0.000196	0.042103	0.00300	0.77113	0.916334	0.867	0.017454
LEH0609_03	0609	0.282618	0.000028	0.000891	0.000280	0.038677	0.00760	0.74555	0.649735	0.867	0.012413
LEH0609_04	0609	0.282589	0.000017	0.001175	0.000086	0.046836	0.00260	-0.33510	1.321301	0.913	0.024455
LEH0609_05	0609	0.282640	0.000024	0.000943	0.000280	0.043398	0.00860	1.51423	0.848245	0.838	0.016269
LEH0609_07	0609	0.282610	0.000014	0.000968	0.000240	0.035365	0.00920	0.44769	1.108598	0.880	0.020292
LEH0609_08	0609	0.282610	0.000026	0.001612	0.000520	0.060960	0.01680	0.32426	0.813999	0.895	0.014355
LEH0609_10	0609	0.282645	0.000020	0.001705	0.000104	0.065400	0.00540	1.54506	0.749745	0.849	0.01353
LEH0609_13kant	0609	0.282547	0.000019	0.001183	0.000110	0.046533	0.00540	-1.82280	0.908166	0.971	0.016944
LEH0609_13kjerne	0609	0.282227	0.000019	0.001981	0.000026	0.089152	0.00200	-13.29953	1.129268	1.437	0.021816
LEH0609_14	0609	0.282612	0.000024	0.001510	0.000046	0.047833	0.00360	0.41460	0.957847	0.890	0.017229
LEH0609_15kant	0609	0.282578	0.000017	0.001490	0.000220	0.049000	0.00800	-0.78464	0.621377	0.936	0.01038
LEH0609_15kjerne	0609	0.282581	0.000026	0.000885	0.000300	0.036263	0.01240	-0.56250	0.833557	0.917	0.01527
LEH0609_17	0609	0.282601	0.000026	0.001037	0.000260	0.045188	0.01220	0.11596	0.765085	0.894	0.014149
LEH0609_18	0609	0.282611	0.000000	0.001742	0.000000	0.077451	0.00000	0.33465	0.977405	0.897	0.018579
LEH0609_19	0609	0.282566	0.000019	0.002150	0.000038	0.095793	0.00160	-1.33588	1.598853	0.970	0.026578
LEH0609_20	0609	0.282578	0.000016	0.000941	0.000010	0.040911	0.00076	-0.67946	0.773522	0.923	0.014622
LEH0609_21	0609	0.282619	0.000018	0.002330	0.000018	0.105644	0.00074	0.50507	0.817451	0.900	0.014851
LEH0609_22	0609	0.282694	0.000022	0.003528	0.000018	0.160193	0.00088	2.92945	1.097093	0.821	0.02119
LEH0609_24	0609	0.282715	0.000020	0.002910	0.000056	0.135089	0.00166	3.79090	1.05951	0.777	0.018781
LEH0609_28	0609	0.282637	0.000026	0.000971	0.000084	0.045910	0.00360	1.40269	0.912384	0.843	0.017247
LEH0609_29	0609	0.282595	0.000024	0.001917	0.000056	0.083049	0.00300	-0.26492	0.921798	0.923	0.01494
LEH0609_36	0609	0.282625	0.000022	0.001015	0.000088	0.050341	0.00500	0.96957	1.125471	0.860	0.021384
LEH 0609_Bonus2_kjerne		0.282063	0.000022	0.001355	0.000050	0.054473	0.00280	-18.98293	0.836242	1.636	0.014769
LEH 0609_Bonus2_kant		0.282624	0.000024	0.000865	0.000008	0.036030	0.00060	0.96284	0.667536	0.858	0.01232

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$\epsilon\text{Hf}(280)$ 2 σ	tDM 2 σ
LEH0610_01	0610	0.282656 0.000030	0.001465 0.000058	0.055954 0.00198	1.98028 0.810931	0.828 0.014302
LEH0610_03	0610	0.282643 0.000018	0.006077 0.000068	0.199760 0.00180	0.63584 0.490953	0.966 0.005182
LEH0610_04	0610	0.282625 0.000022	0.001479 0.000044	0.060858 0.00240	0.88057 0.69853	0.871 0.013228
LEH0610_06	0610	0.282665 0.000014	0.001175 0.000032	0.041153 0.00176	2.35428 0.684724	0.809 0.012388
LEH0610_09	0610	0.282649 0.000024	0.001446 0.000080	0.057207 0.00240	1.73623 0.817834	0.837 0.014678
LEH0610_12	0610	0.282655 0.000000	0.001303 0.000000	0.053832 0.00000	1.97591 0.756648	0.826 0.013839
LEH0610_16	0610	0.282647 0.000024	0.001072 0.000200	0.044310 0.00620	1.73705 0.827038	0.832 0.015084
LEH0610_17	0610	0.282628 0.000017	0.000951 0.000540	0.039772 0.02200	1.08803 0.910083	0.855 0.017089
LEH0610_18	0610	0.282693 0.000020	0.001154 0.000048	0.047362 0.00106	3.34921 0.666211	0.770 0.012685
LEH0610_19	0610	0.282688 0.000020	0.001342 0.000120	0.057145 0.00162	3.13611 0.766235	0.781 0.014466
LEH0610_20	0610	0.282631 0.000024	0.001436 0.000164	0.061168 0.00520	1.10110 0.692394	0.862 0.012846
LEH0610_35	0610	0.282644 0.000022	0.001559 0.000114	0.066483 0.00500	1.53749 0.747061	0.847 0.013319
LEH0610_37	0610	0.282646 0.000024	0.001199 0.000116	0.052031 0.00480	1.67734 0.913151	0.836 0.017404
LEH0610_66	0610	0.282644 0.000026	0.001229 0.000052	0.045571 0.00200	1.60094 0.670012	0.839 0.012325
LEH0610_68	0610	0.282655 0.000019	0.001006 0.000032	0.041851 0.00172	2.03282 0.65593	0.819 0.012552
LEH0610_76	0610	0.282687 0.000022	0.001165 0.000064	0.048160 0.00198	3.13476 0.768536	0.779 0.014526
LEH0610_80	0610	0.282697 0.000020	0.001265 0.000080	0.054422 0.00320	3.46945 0.634067	0.767 0.011967
LEH0610_96	0610	0.282608 0.000022	0.000937 0.000164	0.042137 0.00640	0.38292 0.914302	0.882 0.017316
LEH0610_100	0610	0.282531 0.000026	0.001414 0.000036	0.066701 0.00300	-2.43334 1.686289	0.999 0.032086
LEH0610_103	0610	0.282811 0.000019	0.002502 0.000086	0.113800 0.00144	7.26637 1.192793	0.631 0.023745

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2σ	tDM	2σ
LEH0612_03	0612	0.282636	0.000022	0.001609	0.000052	0.049479	0.00152	1.24481	0.970886	0.859	0.01816
LEH0612_06	0612	0.282583	0.000018	0.000852	0.000052	0.033580	0.00260	-0.48537	0.706622	0.914	0.013485
LEH0612_07	0612	0.282635	0.000026	0.001311	0.000030	0.054103	0.00220	1.26675	1.122787	0.853	0.021397
LEH0612_08	0612	0.282682	0.000048	0.003150	0.000064	0.133440	0.00320	2.57711	0.897811	0.830	0.017419
LEH0612_10kant	0612	0.282621	0.000034	0.001013	0.000054	0.038838	0.00680	0.82837	0.701981	0.866	0.013278
LEH0612_10kjerne	0612	0.282622	0.000000	0.001241	0.000000	0.054440	0.00000	0.82008	0.606141	0.870	0.01134
LEH0612_12	0612	0.282561	0.000024	0.001529	0.000080	0.064671	0.00260	-1.39378	0.908166	0.961	0.017115
LEH0612_12	0612	0.282605	0.000017	0.000840	0.000030	0.034627	0.00116	0.29545	1.128156	0.884	0.021431
LEH0612_13	0612	0.282605	0.000020	0.000840	0.000062	0.034627	0.00340	0.29545	1.128156	0.884	0.021431
LEH0612_14	0612	0.282639	0.000032	0.002070	0.000060	0.088953	0.00400	1.26273	0.948643	0.866	0.016983
LEH0612_15	0612	0.282625	0.000042	0.000757	0.000108	0.030534	0.00740	1.01908	0.704436	0.855	0.013341
LEH0612_16	0612	0.282618	0.000028	0.000885	0.000036	0.037084	0.00114	0.74672	0.916871	0.867	0.01746
LEH0612_19	0612	0.282637	0.000017	0.000989	0.000170	0.044111	0.00780	1.39911	0.844679	0.843	0.016075
LEH0612_20	0612	0.282705	0.000034	0.001178	0.000010	0.055151	0.00148	3.76922	0.840077	0.755	0.015967
LEH0612_22	0612	0.282657	0.000024	0.002414	0.000072	0.110669	0.00460	1.83374	0.866365	0.848	0.015079
LEH 0612_zirkonmkjerne1		0.282671	0.000028	0.005976	0.000026	0.198443	0.00260	1.64607	0.688213	0.919	0.006954

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ	$\epsilon\text{Hf}(280)$ 2 σ	tDM 2 σ
LEH0613_01	0613	0.282645 0.000020	0.001954 0.000042	0.072123 0.00240	1.49724 0.833941	0.854 0.015831
LEH0613_08	0613	0.282629 0.000024	0.001096 0.000320	0.043221 0.00820	1.09562 0.609976	0.857 0.011538
LEH0613_10	0613	0.282633 0.000032	0.001124 0.000052	0.045848 0.00220	1.23182 0.695846	0.852 0.012958
LEH0613_24	0613	0.282613 0.000022	0.001650 0.000020	0.069233 0.00054	0.42309 1.120869	0.892 0.02143
LEH0613_27	0613	0.282722 0.000022	0.001655 0.000044	0.072775 0.00240	4.27929 1.465532	0.741 0.028062
LEH0613_03	0613	0.282610 0.000024	0.000948 0.000017	0.035565 0.00106	0.45164 0.983925	0.879 0.018611
LEH0613_29	0613	0.282718 0.000020	0.001395 0.000300	0.057751 0.00840	4.18759 0.576054	0.741 0.010156
LEH0613_35	0613	0.282697 0.000018	0.001020 0.000040	0.044438 0.00200	3.51651 1.20123	0.762 0.02311
LEH0613_39	0613	0.282678 0.000024	0.000996 0.000032	0.045108 0.00260	2.84859 0.835475	0.788 0.015602
LEH0613_40	0613	0.282624 0.000000	0.001651 0.000000	0.073342 0.00000	0.81217 0.985842	0.877 0.01909
LEH0613_41	0613	0.282689 0.000024	0.000822 0.000050	0.037293 0.00130	3.27134 0.560435	0.769 0.010558
LEH0613_48	0613	0.282659 0.000024	0.001102 0.000054	0.041092 0.00124	2.15595 0.69968	0.816 0.01321
LEH0613_52	0613	0.282631 0.000024	0.002484 0.000064	0.086174 0.00220	0.90012 0.787921	0.887 0.013041
LEH0613_54	0613	0.282707 0.000030	0.002886 0.000024	0.105637 0.00146	3.51254 1.122403	0.788 0.022397
LEH0613_55	0613	0.282647 0.000024	0.000930 0.000196	0.035530 0.00620	1.76434 0.774749	0.829 0.014749
LEH0613_58	0613	0.282727 0.000028	0.002096 0.000054	0.080774 0.00168	4.37172 0.77007	0.743 0.015018
LEH0613_60	0613	0.282670 0.000032	0.001143 0.000040	0.046644 0.00098	2.53742 0.846059	0.802 0.016247
LEH0613_62	0613	0.282709 0.000024	0.003882 0.000032	0.140858 0.00150	3.39233 0.65021	0.807 0.011248
LEH0613_70	0613	0.282635 0.000020	0.000698 0.000030	0.024792 0.00220	1.38418 0.636368	0.840 0.011856
LEH0613_77	0613	0.282614 0.000020	0.001507 0.000072	0.062377 0.00420	0.48589 0.843145	0.887 0.016176

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 2 σ		$\epsilon\text{Hf}(280)$	2 σ	tDM	2 σ
LEH0615_01	0615	0.282598	0.000016	0.000925	0.000104	0.038261	0.00380	0.03140	0.8479	0.895	0.016218
LEH0615_02	0615	0.282617	0.000028	0.000908	0.000014	0.036453	0.00058	0.70690	0.771604	0.869	0.014527
LEH0615_06	0615	0.282650	0.000017	0.001017	0.000058	0.044960	0.00360	1.85375	0.982391	0.826	0.018601
LEH0615_11	0615	0.282606	0.000034	0.001285	0.000012	0.054054	0.00108	0.24551	0.835475	0.893	0.01559
LEH0615_13	0615	0.282616	0.000019	0.002602	0.000190	0.093692	0.00900	0.34680	0.673603	0.911	0.011945
LEH0615_47	0615	0.282723	0.000020	0.001666	0.000022	0.072793	0.00132	4.31257	1.122787	0.739	0.021729
LEH0615_52	0615	0.282612	0.000030	0.002127	0.000020	0.052318	0.00076	0.29624	1.09019	0.905	0.019676
LEH0615_54	0615	0.282613	0.000034	0.002632	0.000078	0.083914	0.00088	0.23479	0.9659	0.916	0.018239
LEH0615_59	0615	0.282282	0.000038	0.000696	0.000044	0.028479	0.00300	-11.10698	1.483863	1.315	0.02791
LEH0615_59	0615	0.282282	0.000042	0.000696	0.000048	0.028479	0.00112	-11.10698	1.483863	1.315	0.02791
LEH0615_59b	0615	0.282106	0.000000	0.000971	0.000000	0.037790	0.00000	-17.38763	1.549345	1.561	0.028705
LEH0615_63	0615	0.282636	0.000036	0.001054	0.000064	0.050851	0.00060	1.35137	1.129651	0.846	0.02167
LEH0615_64	0615	0.282695	0.000040	0.001472	0.000114	0.069523	0.00480	3.35891	1.268169	0.774	0.024553
LEH0615_66	0615	0.282609	0.000019	0.002432	0.000092	0.083417	0.00380	0.13168	0.803261	0.917	0.013904
LEH0615_69	0615	0.282212	0.000017	0.013557	0.000110	0.603196	0.00300	-16.05000	5.282557	2.123	0.101601
LEH0615_69.2	0615	0.282669	0.000026	0.002650	0.000082	0.098278	0.00260	2.21306	0.905098	0.837	0.017612
LEH0615_73	0615	0.282654	0.000020	0.001448	0.000110	0.076756	0.00360	1.91264	1.667882	0.830	0.031257
LEH0615_84	0615	0.282676	0.000024	0.001223	0.000120	0.056823	0.00480	2.73435	1.395526	0.795	0.026302
LEH0615_87	0615	0.282653	0.000054	0.001053	0.000260	0.046306	0.01420	1.95304	0.846635	0.823	0.01623
LEH0615_89	0615	0.282635	0.000042	0.001758	0.000280	0.065094	0.01140	1.18101	0.76125	0.864	0.014226

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon\text{Hf}(280)$	2σ	tDM	2σ
990_01	990	0.282641	0.000000	0.001298	0.000000	0.045340	0.000000	1.48139	0.839693	0.845	0.015909
990_03	990	0.282638	0.000022	0.001585	0.000136	0.056496	0.00146	1.32024	0.838926	0.856	0.015976
990_04	990	0.282604	0.000022	0.001518	0.000260	0.050693	0.01080	0.13003	0.837009	0.901	0.015776
990_05	990	0.282642	0.000019	0.001371	0.000014	0.045820	0.00042	1.50280	1.056999	0.845	0.020367
990_07	990	0.282627	0.000036	0.002056	0.000074	0.073220	0.00220	0.84071	0.811698	0.882	0.01442
990_08	990	0.282618	0.000020	0.001692	0.000126	0.058028	0.00240	0.59212	0.980473	0.886	0.018763
990_10	990	0.282593	0.000020	0.001782	0.000044	0.061655	0.00186	-0.30982	1.124704	0.923	0.021724
990_12	990	0.282599	0.000022	0.000929	0.000088	0.032167	0.00500	0.06595	0.843145	0.894	0.015922
990_15	990	0.282629	0.000026	0.001022	0.000360	0.037765	0.01200	1.10978	0.701981	0.855	0.013288
990_18	990	0.282673	0.000016	0.001107	0.000028	0.042237	0.00170	2.65053	0.679773	0.797	0.012631
990_23	990	0.282612	0.000020	0.001017	0.000154	0.041472	0.00420	0.50907	0.66792	0.878	0.012372
990_36	990	0.282651	0.000020	0.001218	0.000036	0.042197	0.00084	1.85074	0.553323	0.829	0.009942
990_37	990	0.282556	0.000038	0.001202	0.000054	0.040624	0.00220	-1.50800	0.98822	0.959	0.018962
990_39	990	0.282579	0.000040	0.001639	0.000220	0.057630	0.00660	-0.77796	0.59753	0.939	0.01116
990_47	990	0.282041	0.000024	0.001100	0.000240	0.040321	0.01000	-19.71261	1.200885	1.654	0.022607
990_51	990	0.282653	0.000018	0.001689	0.000020	0.064260	0.00170	1.83110	0.635915	0.837	0.011015
990_59	990	0.282662	0.000024	0.001230	0.000026	0.048549	0.00052	2.23759	0.703515	0.815	0.013477
990_62	990	0.282430	0.000028	0.001208	0.000116	0.044529	0.00186	-5.96793	1.057766	1.131	0.020136
990_65	990	0.282648	0.000026	0.001472	0.000060	0.059929	0.00106	1.69578	1.188191	0.839	0.022562
990_68	990	0.282403	0.000026	0.001216	0.000240	0.054109	0.00380	-6.92482	1.336257	1.168	0.02518
990_68-start	990	0.282314	0.000030	0.001256	0.000200	0.061278	0.00260	-10.08202	1.477037	1.291	0.027724

Prøve	Lok.	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\epsilon\text{Hf}(280)$	2σ	tDM	2σ
P.SØ1_10	P.SØ-1	0.282674	0.000013	0.001165	0.000020	0.039200	0.00122	2.67470	0.470347	0.797	0.008
P.SØ1_12	P.SØ-1	0.282695	0.000040	0.002812	0.000280	0.108811	0.00960	3.10200	1.361778	0.803	0.025
P.SØ1_17	P.SØ-1	0.282677	0.000026	0.001433	0.000066	0.056675	0.00340	2.72955	0.907399	0.798	0.017
P.SØ1_18	P.SØ-1	0.282712	0.000019	0.001999	0.000046	0.080903	0.00440	3.85955	0.670604	0.762	0.012
P.SØ1_27	P.SØ-1	0.282674	0.000028	0.001305	0.000172	0.051065	0.00620	2.64797	0.957847	0.800	0.017
P.SØ1_35	P.SØ-1	0.282748	0.000024	0.001731	0.000046	0.067187	0.00300	5.18489	0.84046	0.706	0.016
P.SØ1_37	P.SØ-1	0.282668	0.000026	0.000565	0.000046	0.015373	0.00034	2.57742	0.911234	0.792	0.017
P.SØ1_51	P.SØ-1	0.282644	0.000026	0.001320	0.000036	0.048103	0.00166	1.58348	0.913151	0.841	0.017
P.SØ1_58	P.SØ-1	0.282743	0.000024	0.001305	0.000096	0.062120	0.00440	5.08958	0.830873	0.705	0.015
P.SØ1_63	P.SØ-1	0.282722	0.000020	0.001150	0.000042	0.044182	0.00090	4.37620	0.69968	0.731	0.013
P.SØ1_75	P.SØ-1	0.282707	0.000020	0.001523	0.000190	0.058278	0.00900	3.77378	0.671302	0.759	0.011

8.3 Vedlegg 3 -U-Pb data

Prøve	Lok.	Discordance		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1SE	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1SE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1SE	ρ
		Central (%)	Minimum rim (%)							
LEH0601_11	601	9.3	1.4	0.05121	0.00031	0.30543	0.00273	0.04348	0.0003	0.38
LEH0601_12	601	0.5		0.05162	0.00032	0.30425	0.00272	0.04297	0.0003	0.311
LEH0601_19	601	1.3		0.05164	0.00037	0.30776	0.00302	0.04346	0.0003	0.346
LEH0601_21	601	-1.2		0.0518	0.00028	0.30938	0.00239	0.0435	0.0003	0.279
LEH0601_27k	601	-5.5		0.05201	0.00036	0.30751	0.00269	0.04306	0.00029	0.057
LEH0601_27r	601	10	1.2	0.05122	0.00034	0.30791	0.00261	0.04379	0.00029	0.018
LEH0601_28k	601	-9.8		0.05226	0.00034	0.30616	0.0029	0.04271	0.0003	0.503
LEH0601_28r	601	1.3		0.0517	0.00032	0.31106	0.00263	0.04383	0.00029	0.193
LEH0601_30	601	-2.7		0.05176	0.00025	0.30216	0.00263	0.04259	0.0003	0.285
LEH0601_32	601	-6.3		0.05199	0.00033	0.30379	0.00294	0.04263	0.0003	0.341
LEH0601_67	601	-1.3		0.05173	0.00044	0.30535	0.00336	0.04307	0.00032	0.126
LEH0602_11	602	11.3	9.5	0.05134	0.00034	0.31893	0.00218	0.04549	0.00028	0.419
LEH0604_07	604	-73.4	-71.8	0.07406	0.00057	0.47791	0.00436	0.04685	0.00035	0.245
LEH0604_09	604	-32.3	-27.5	0.0557	0.00023	0.36773	0.00272	0.04805	0.00034	0.854
LEH0604_14	604	-5.2		0.05238	0.0002	0.32838	0.00228	0.04563	0.0003	0.574
LEH0604_16	604	-3.9		0.05225	0.0002	0.32589	0.00229	0.04539	0.0003	0.682
LEH0604_17	604	-21.7	-9.3	0.05393	0.00027	0.34182	0.00357	0.04622	0.00036	0.678
LEH0604_17k	604	-65.9	-63.3	0.0662	0.00042	0.41858	0.00303	0.04597	0.00032	0.115
LEH0604_20	604	-81.6	-79.7	0.09253	0.00217	0.60645	0.01497	0.04766	0.00035	0.15
LEH0604_40	604	7.3	1.6	0.05159	0.00022	0.32293	0.00271	0.04564	0.00032	0.588
LEH0605_41	605	9.8	5.3	0.0512	0.0007	0.3062	0.00423	0.04372	0.00029	0.187
LEH0605_63	605	-39.7	-33.1	0.06333	0.00093	0.62191	0.02027	0.07162	0.00155	0.936
LEH0605_63frontend	605	-30.2		0.05574	0.00161	0.38077	0.0104	0.05079	0.00065	0.755
LEH0605_63backend	605	-55.3	-52.1	0.07118	0.00097	0.70621	0.02044	0.07237	0.00155	0.936
LEH0606_17	606	-19	-15.3	0.09314	0.00105	2.70618	0.03329	0.21112	0.00252	0.709
LEH0606_21	606	-30.7	-8.2	0.05477	0.00078	0.33726	0.00483	0.04503	0.00033	0.229

LEH0609_13r	609	-23.7	-20.8	0.08195	0.00065	1.83585	0.01785	0.16313	0.00162	0.864
LEH0609_13k	609	-19.9	-16.8	0.0872	0.00071	2.27074	0.02148	0.18939	0.00199	0.809
LEH0609_bonus1_kjerne	609	-59.1	-56.5	0.07152	0.00091	0.65606	0.0142	0.06673	0.00087	0.86
LEH0609_bonus1_kjerne2	609	-20.7	-1.6	0.05736	0.00108	0.51156	0.01365	0.06496	0.00073	0.902
LEH0610_09	610	-6.3 .		0.05226	0.0004	0.31807	0.00328	0.04439	0.00031	0.391
LEH0610_12	610	-9.7 .		0.05246	0.0005	0.31728	0.00366	0.04411	0.00033	0.215
LEH0610_16_1	610	-2.4 .		0.05189	0.00041	0.31089	0.00322	0.0437	0.00031	0.298
LEH0610_16_2	610	2.2 .		0.05161	0.00028	0.30886	0.00276	0.04367	0.00031	0.109
LEH0610_19	610	-11.4 .		0.05251	0.00066	0.31349	0.00431	0.04356	0.00034	0.068
LEH0610_37	610	-68.5	-65.5	0.06746	0.00057	0.41416	0.00442	0.04476	0.00033	0.197
LEH0610_68	610	-0.8 .		0.05187	0.00044	0.31458	0.00341	0.04426	0.00031	0.171
LEH0610_80	610	-9.6 .		0.05241	0.0007	0.31465	0.00508	0.04383	0.00038	0.421
LEH0610_97	610	-5.1 .		0.05211	0.00057	0.31372	0.00384	0.0439	0.00032	0.056
LEH0610_100	610	-8.1 .		0.05256	0.00031	0.32782	0.00322	0.04553	0.00034	0.577
LEH0615_59	615	-1.2 .		0.05186	0.00066	0.31262	0.0042	0.04412	0.00031	0.348
LEH0615_59r	615	-0.7 .		0.05185	0.00061	0.31365	0.0038	0.04422	0.00032	0.221
LEH0615_69	615	-1.9 .		0.05211	0.00034	0.32477	0.00227	0.04555	0.00031	0.46
990_47	990	-28.4	-25.1	0.08956	0.00092	2.1725	0.03106	0.17643	0.00221	0.797
990_62	990	-65.2	-60.2	0.06461	0.00081	0.38909	0.00461	0.04402	0.0003	0.019
990_47backend	990	-27.2	-23.4	0.0895	0.00115	2.20587	0.03833	0.17907	0.00253	0.761
990_47frontend	990	-36.2	-31	0.0843	0.00167	1.655	0.02903	0.14367	0.00169	0.613